



DEFINITION ET MISE AU POINT D'UNE SONDE MINI-SAOZ POUR L'ETUDE DE L'IMPACT DES ORAGES TROPICAUX SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA STRATOSPHERE

Marie Vicomte

► To cite this version:

Marie Vicomte. DEFINITION ET MISE AU POINT D'UNE SONDE MINI-SAOZ POUR L'ETUDE DE L'IMPACT DES ORAGES TROPICAUX SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA STRATOSPHERE. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2013. Français. NNT: . tel-00980307

HAL Id: tel-00980307

<https://theses.hal.science/tel-00980307>

Submitted on 17 Apr 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Ecole doctorale **Sciences de l'Environnement d'Ile de France**

Présentée par :

Marie VICOMTE

Pour obtenir le grade de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

**DEFINITION ET MISE AU POINT D'UNE SONDE MINI-SAOZ
POUR L'ETUDE DE L'IMPACT DES ORAGES TROPICAUX SUR LA
COMPOSITION CHIMIQUE DE LA STRATOSPHERE**

Soutenue le 07 mai 2013

Devant le jury composé de :

M	POMMEREAU Jean-Pierre	Directeur de thèse
M	HAUCHECORNE Alain	Co-directeur de thèse
M	RIVIERE Emmanuel	Rapporteur
M	VAN ROOZENDAEL Michel	Rapporteur
M	HERTZOG Albert	Examineur
M	RICAUD Philippe	Examineur
M	RENARD Jean-Baptiste	Examineur
M	PAYAN Sébastien	Président du jury

REMERCIEMENTS

Je tiens dans un premier temps à remercier mon directeur de thèse, Jean-Pierre Pommereau qui m'a permis de réaliser une thèse instrumentale dans le cadre de vols ballon, domaine de recherche très enrichissant.

Je remercie également tous les membres de mon jury, particulièrement mes rapporteurs, Emmanuel Rivière et Michel Van Roozendaal qui ont accepté d'évaluer mon travail dans des délais très restreints.

Le travail de cette thèse fut réalisée au sein du LATMOS dont je remercie la directrice, Danièle Hauser, qui fut à mon écoute et toujours disponible.

Un grand merci à Manuel Nuñez Pinharanda avec qui j'ai pu, à de nombreuses occasions, collaborer et qui s'est toujours rendu disponible pour répondre à mes innombrables questions et m'a fortement aidée dans l'avancée de mon travail par son savoir-faire et sa patience.

Je souhaite remercier les membres de l'équipe SAOZ, Florence Goutail, Andréa Pazmiño, Jean-Jacques Correia, Fabrice Bertrand et Eric d'Almeida qui m'ont également permis de mieux comprendre les aspects techniques, informatiques et scientifiques du mini-SAOZ.

J'adresse mes remerciements aux équipes brésiliennes, plus particulièrement à Gerard Held et Demilson Quintao qui m'ont transmis des données cruciales pour mon étude des vols à Bauru.

Merci à Franck Lefèvre, Cathy Boone, Rigel Kivi, Olle Persson qui m'ont transmis de précieuses données pour aboutir aux comparaisons de profils présentées dans cette thèse.

Merci à Sergey Khaykin avec qui j'ai pu échanger des idées scientifiques à maintes reprises.

Merci aux informaticiens pour leur bonne humeur, Yann Delcambre et Olivier Tauvin qui furent toujours présents pour le bon déroulement de cette thèse. Merci à Michèle Thétis qui fut un grand soutien moral au cours des derniers mois, même tardivement dans la soirée.

Une immense reconnaissance envers mes amis les taroteurs et non taroteurs, Jean-Luc, Gaëtan, Christophe, Boris, Vincent, André-Jean, Thomas et Bruno qui m'ont permis de m'évader moralement de l'emprise de la thèse et qui m'ont toujours supportée même lors de grandes remises en question. Nos pauses café vont me manquer !

Merci à la bande des thésards qui m'ont intégrée dans leur groupe et m'ont aidée à mieux comprendre et à faire face à la thèse, Thomas, Constantino, Kristell, Sarah, Emilie et Christophe.

Maud je ne te remercierai jamais assez pour tout ce que tu m'as apporté au cours de ces quatre dernières années, partager avec toi ce bureau fut une de mes meilleures expériences de thésarde, tu as su me comprendre et m'être du plus grand soutien aux moments les plus difficiles.

Merci à tous mes amis qui ont suivi cette aventure et ont cru en moi, Marie, Sarah, Thibault, Thomas et tous ceux que je ne cite pas mais qui se reconnaîtront dans ces lignes.

Merci à la famille SAVVA qui fut présente à mes côtés et m'a accordée de son temps dans la réalisation de ce manuscrit.

Je voudrais remercier ma famille, plus particulièrement Toutoune et surtout mes parents, qui m'ont toujours laissée prendre mes propres décisions dans mes choix universitaires et c'est grâce à cela que j'ai pu réaliser cette thèse dans le domaine qui me passionne depuis des années. J'ai pu à travers leurs yeux trouver la fierté d'être arrivée au bout de mes études. Ils ont été présents pour moi à chaque instant et pour ça j'aimerai leur dire que je les aime très fort.

Pour finir, je dédicace cette thèse à mon cœur, qui m'a suivie depuis le début de mon cursus universitaire et a su me réconforter dans les moments de doute et toujours croire en moi quoi qu'il arrive.

Je t'aime et merci.

RESUME

Les overshoots convectifs sont des phénomènes connus depuis longtemps au-dessus des continents tropicaux. Ils sont soupçonnés d'être une source majeure dans la basse stratosphère des espèces à courte durée de vie de la troposphère, de l'humidification par injection de cristaux de glace, et de NO_x formés par la foudre. Cependant les mesures dans ces systèmes convectifs n'est pas une tâche facile.

Le mini-SAOZ est un spectromètre UV-Visible développé au LATMOS depuis 2009 avec une technologie avancée. Il est conçu pour les mesures des profils atmosphériques des espèces chimiques mineures (O_3 , H_2O , NO_2 , O_2 , O_4 , BrO , OCIO , CH_2O) par occultation solaire. Ses nouvelles performances et son faible poids permettent de l'intégrer sous de petits ballons pour étudier la convection tropicale.

Deux vols d'essai ont été réalisés à Kiruna en 2010 et 2011 avec le soutien du CNES. Les résultats de l'analyse spectrale et les différents problèmes rencontrés lors de ces vols ont permis de nettes améliorations de la sonde afin qu'elle soit qualifiée pour les vols suivants aux tropiques.

Deux vols du mini-SAOZ ont été opérés au cours de la campagne TRO-pico, en 2012, dont l'objectif était de mieux comprendre l'impact de la convection tropicale sur la composition chimique stratosphérique. Les comparaisons avec d'autres instruments valident les performances du mini-SAOZ. Cependant, les mesures obtenues au cours de cette thèse n'ont pas encore permis de montrer avec certitude les mécanismes liés à la convection tropicale.

Mots-clés : spectrométrie UV-Visible, ballon, sections efficaces, inversion, overshoot, convection tropicale.

ABSTRACT

The convective overshooting are phenomena known for a long time above the tropical continents. They are suspected to be a major source of tropospheric very short lived species, humidification by ice crystals injection, and possibly NO_x formed by lightning in the lower stratosphere. However, measurements next and above such cumulo-nimbus clouds are not an easy task.

The mini SAOZ is a UV-Visible spectrometer developed in LATMOS since 2009 on more advanced technology. This instrument is making measurements of atmospheric profiles of minor chemical species (O₃, H₂O, NO₂, O₄, O₂, BrO, OClO, CH₂O) by solar occultation. With its new high performance and light-weight payload, the mini-SAOZ is embedded on small balloons for studying the tropical convection.

Two flights of qualification have taken place in Kiruna in 2010 and 2011 with the support of CNES. The results of the spectral analysis and the different problems met during the flights have permitted improvements of the instrument to be qualified for the next flights in tropics.

Two flights of mini-SAOZ have been operated during the TRO-pico campaign, in 2012, whose objective was to better understand the impact of the tropical convection on the stratospheric chemical composition. The comparisons with other instruments validate the performances of the mini-SAOZ. However, the measurements get through this thesis don't still permit to prove with certainty the mechanisms linked to the tropical convection.

Keywords : UV-Visible spectroscopy, balloon, cross sections, retrieval, overshoot, tropical convection.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE ET OBJECTIFS SCIENTIFIQUES	15
I. GENERALITES SUR LA DYNAMIQUE DES ECHANGES TROPOSPHERE-STRATOSPHERE	15
A. <i>La dynamique stratosphérique</i>	15
B. <i>La «Tropical Tropopause Layer »</i>	17
C. <i>Les échanges troposphère-stratosphère</i>	18
D. <i>Le transport de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère</i>	21
II. POURQUOI UNE NOUVELLE SONDE MINI-SAOZ ?	22
A. <i>L'historique du SAOZ</i>	22
B. <i>L'intérêt d'une nouvelle sonde mini-SAOZ</i>	24
III. OBJECTIFS ET PLAN DE THESE.....	25
 PREMIERE PARTIE : L'INSTRUMENT MINI-SAOZ : DESCRIPTION ET ANALYSE	29
 CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	31
CHAPITRE 2 : PRINCIPE DE MESURE PAR SPECTROMETRIE ET TRAITEMENT DES DONNEES	33
I. INTRODUCTION.....	33
II. LA SPECTROMETRIE UV-VISIBLE	33
III. L'OCCULTATION SOLAIRE	35
IV. LES COLONNES OBLIQUES DES CONSTITUANTS ATMOSPHERIQUES	36
A. <i>Le principe de l'analyse spectrale</i>	36
B. <i>Le spectre de référence et le recalage en longueur d'onde</i>	37
C. <i>Les sections efficaces</i>	39
1) <i>L'ozone (O₃)</i>	40
2) <i>Le dioxyde d'azote (NO₂)</i>	42
3) <i>La vapeur d'eau (H₂O)</i>	43
4) <i>Le dioxygène (O₂)</i>	44
5) <i>Le complexe de collision O₂-O₂ (O₄)</i>	45
6) <i>Le formaldéhyde (CH₂O ou H₂CO)</i>	46
7) <i>Le monoxyde de brome (BrO)</i>	46
8) <i>Le dioxyde de chlore (OCIO)</i>	48
9) <i>Les sections efficaces « DO3 »</i>	49
10) <i>Les sections efficace « RING »</i>	50
D. <i>L'analyse différentielle et les colonnes obliques</i>	51
V. LA METHODE D'INVERSION	57
A. <i>La méthode d'inversion dite de « pelure d'oignon »</i>	57
B. <i>Le modèle de référence</i>	59
C. <i>L'indice de réfraction et le rayon de la Terre</i>	60
D. <i>L'altitude tangente</i>	60
E. <i>Le parcours optique</i>	61
F. <i>Cas de l'inversion à la montée</i>	61
VI. BILAN DES ERREURS.....	61

A. <i>Les erreurs aléatoires</i>	61
1) Le courant d'obscurité	61
2) Les mesures	64
B. <i>Les erreurs systématiques</i>	64
VII. CONCLUSION.....	64
CHAPITRE 3 : LA SONDE MINI-SAOZ.....	67
I. INTRODUCTION.....	67
II. DESCRIPTION.....	67
III. LE SPECTROMETRE	68
IV. LA FIBRE OPTIQUE ET LA TETE OPTIQUE	70
V. L'ELECTRONIQUE DE BORD.....	72
VI. FONCTIONNEMENT.....	73
VII. CONCLUSION.....	74
CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU MINI-SAOZ.....	75
I. INTRODUCTION.....	75
II. TESTS EN CUVE THERMIQUE	75
III. LINEARITE DU DETECTEUR.....	78
IV. EFFET DE SECOND ORDRE	79
V. LES PIXELS CHAUDS.....	79
VI. CONCLUSION.....	80
CHAPITRE 5 : CONCLUSION.....	81
DEUXIEME PARTIE : ESSAIS EN VOL ET MISE AU POINT DE LA SONDE MINI-SAOZ EN ARCTIQUE.....	83
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	85
CHAPITRE 2 : ESSAI EN VOL DU PROTOTYPE MINI-SAOZ A KIRUNA EN AVRIL 2010	87
I. INTRODUCTION.....	87
II. INSTRUMENT ET VOL.....	87
A. <i>Prototype mini-SAOZ</i>	88
B. <i>Ballon et chaîne de vol</i>	89
C. <i>Description du vol</i>	89
D. <i>Conditions météorologiques</i>	91
III. RESULTATS TECHNIQUES.....	94
A. <i>Comportement général en vol</i>	95
B. <i>Thermique</i>	95
C. <i>GPS</i>	97
D. <i>Décalage de niveau du courant d'obscurité du détecteur</i>	97
E. <i>Domaine spectral</i>	98
F. <i>Conclusion</i>	99
IV. RESULTATS DES MESURES DES ESPECES	100
A. <i>Analyse spectrale et colonnes obliques</i>	100

1)	Montée du ballon.....	103
2)	Occultation au coucher du soleil.....	106
3)	Occultation au lever du soleil.....	109
B.	<i>Inversion des profils verticaux</i>	111
1)	Ozone.....	112
	Profils verticaux du mini-SAOZ.....	112
	Comparaison avec le radiosondage ozone du 25 avril 2010	114
	Comparaison avec ODIN-OSIRIS	115
	Comparaison avec MLS	118
	Comparaison avec le modèle REPROBUS.....	120
	Conclusion.....	121
2)	Dioxyde d'azote	121
	Profils verticaux du mini-SAOZ.....	121
	Comparaison avec ODIN-OSIRIS.....	123
	Comparaison avec le modèle REPROBUS.....	124
	Conclusion.....	125
3)	Complexe de collision O_2-O_2 , « O_4 ».....	126
4)	Dioxygène	128
5)	Vapeur d'eau.....	131
	Saturation des raies.....	131
	Comparaison avec le radiosondage PTU à la montée	131
	Comparaison à l'occultation.....	132
	Comparaison avec FLASH-B.....	134
	Comparaison avec MLS	135
	Conclusion sur les mesures de la vapeur d'eau.....	136
V.	CONCLUSION.....	137
	CHAPITRE 3 : DEUXIEME VOL DU MINI-SAOZ A KIRUNA EN MARS 2011	139
I.	INTRODUCTION.....	139
II.	MODIFICATIONS DU MINI-SAOZ	139
III.	BALISE E-TRACK.....	141
IV.	BALLON ET CHAINE DE VOL	141
V.	DESCRIPTION DU VOL.....	142
VI.	RESULTATS TECHNIQUES.....	145
A.	GPS.....	145
B.	Erreur de datation.....	146
C.	Thermique	146
D.	Instabilités du flux reçu par les détecteurs.....	147
E.	E-Track	148
F.	Conclusion sur le fonctionnement du mini-SAOZ	148
VII.	RESULTATS DE MESURES.....	148
VIII.	CONCLUSION.....	150
	CHAPITRE 4 : CONCLUSION.....	151

TROISIEME PARTIE : CAMPAGNE TRO-PICO AU BRESIL	153
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	155
CHAPITRE 2 : CONTEXTE DE LA CAMPAGNE TRO-PICO	157
CHAPITRE 3 : AMELIORATIONS APPORTEES A LA SONDE MINI-SAOZ ET ESSAIS EN LABORATOIRE.....	159
CHAPITRE 4 : CHAINES DE VOL ET ORGANISATION OPERATIONNELLE	165
I. CHAINE DE VOL.....	165
II. OPERATIONS	166
III. DECISION DE VOL	167
CHAPITRE 5 : PREMIER VOL DU 11 MARS 2012 ET RESULTATS	169
I. INTRODUCTION.....	169
II. CONDITIONS METEOROLOGIQUES	169
III. DESCRIPTION DU VOL.....	170
IV. COMPORTEMENT DE LA SONDE MINI-SAOZ EN VOL.....	172
A. <i>Données GPS</i>	172
B. <i>Thermique</i>	174
C. <i>Courants d'obscurité</i>	175
D. <i>Conclusion</i>	176
V. ANALYSE DES DONNEES.....	176
A. <i>Correction des pixels chauds</i>	176
B. <i>Correction du courant d'obscurité</i>	177
VI. INVERSION DES PROFILS VERTICAUX.....	179
A. <i>Flux et indice de couleur</i>	179
B. <i>Ozone</i>	181
1) <i>Mesures à la montée</i>	182
2) <i>Mesures à l'occultation</i>	183
3) <i>Comparaison avec OSIRIS</i>	184
4) <i>Comparaison avec MLS</i>	185
5) <i>Conclusion</i>	186
C. <i>Dioxyde d'azote</i>	187
1) <i>Mesures à la montée</i>	187
2) <i>Mesures à l'occultation</i>	187
D. <i>Oxyde de brome BrO et formaldéhyde CH₂O</i>	189
E. <i>Vapeur d'eau</i>	189
VII. CONCLUSION.....	192
CHAPITRE 6 : DEUXIEME VOL DU 16 MARS 2012 ET RESULTATS.....	193
I. INTRODUCTION.....	193
II. MODIFICATIONS MINI-SAOZ ET CHAINE DE VOL.....	193
III. CONDITIONS METEOROLOGIQUES	193
IV. DESCRIPTION DU VOL.....	195
V. COMPORTEMENT DE LA SONDE MINI-SAOZ EN VOL.....	196
A. <i>Données GPS</i>	196
B. <i>Thermique</i>	196

VI.	ANALYSE DES DONNEES ET PROFILS VERTICAUX DES ESPECES.....	197
A.	<i>Flux et indice de couleur</i>	197
B.	<i>Ozone</i>	199
1)	Profils verticaux.....	199
2)	Comparaison avec OSIRIS.....	200
3)	Comparaison des deux vols mini-SAOZ.....	200
C.	<i>Dioxyde d'azote</i>	202
D.	<i>Vapeur d'eau</i>	203
1)	Comparaison avec FLASH-B.....	203
2)	Comparaison des deux vols mini-SAOZ.....	205
VII.	CONCLUSION.....	206
CHAPITRE 7 : CONCLUSION DES VOLS AUX TROPIQUES		207
CONCLUSION GENERALE		209
ANNEXE 1		213
ANNEXE 2		215
BIBLIOGRAPHIE		217

INTRODUCTION GENERALE ET OBJECTIFS SCIENTIFIQUES

I. GENERALITES SUR LA DYNAMIQUE DES ECHANGES TROPOSPHERE-STRATOSPHERE

A. La dynamique stratosphérique

L'atmosphère terrestre est composée de plusieurs couches caractérisées par des gradients de températures distincts (figure 1). La troposphère est la première couche à partir du sol, avec un gradient de température moyen négatif de -6 K/km et contenant environ 90 % de la masse atmosphérique totale. Les contrastes de température et de pression engendrent des mouvements aussi bien verticaux qu'horizontaux et sont à l'origine de la turbulence. L'effet direct de ces manifestations est la forte activité des principaux phénomènes météorologiques dans la troposphère.

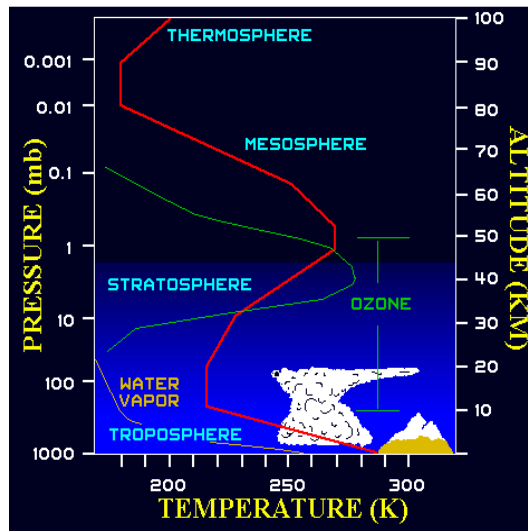


Figure 1. Profils moyens de température (courbe rouge), ozone (courbe verte) et vapeur d'eau (courbe jaune) dans l'atmosphère (David, 2000)

A l'inverse la stratosphère est une couche stratifiée, découverte en 1902 par Teisserenc de Bort, par de nombreux sondages ballons effectués à Trappes. Elle est séparée de la troposphère par la tropopause, définie par une inversion de température mais aussi par le niveau le plus froid de l'atmosphère. A partir de cette limite, le gradient de température devient positif dû à l'absorption du rayonnement solaire ultra-violet par l'ozone. Cette

augmentation de température est favorable à une grande stabilité de la couche avec des mouvements verticaux très lents comparés aux mouvements horizontaux. L'absence de turbulence fait d'elle une barrière aux transports d'espèces polluantes depuis la troposphère. Certains échanges avec la troposphère restent cependant possibles grâce à des phénomènes dynamiques (chauffage radiatif, convection tropicale).

La stratification et la stabilité de la stratosphère limitent fortement le transport vertical. Toutefois il existe une cellule de transport méridien à grande échelle appelée circulation de Brewer Dobson. Ce transport méridien fut mis en évidence dans les études de quantités de vapeur d'eau très faibles dans la stratosphère (Brewer, 1949), ainsi que dans la distribution de l'ozone produit aux tropiques et dont la concentration est maximale aux pôles et non à sa source (Dobson, 1956). Cette circulation consiste en un mouvement ascendant des masses d'air dans la zone intertropicale, un transport horizontal isentropique vers les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère d'hiver, puis une lente subsidence à ces mêmes latitudes et au niveau des pôles dans le vortex polaire.

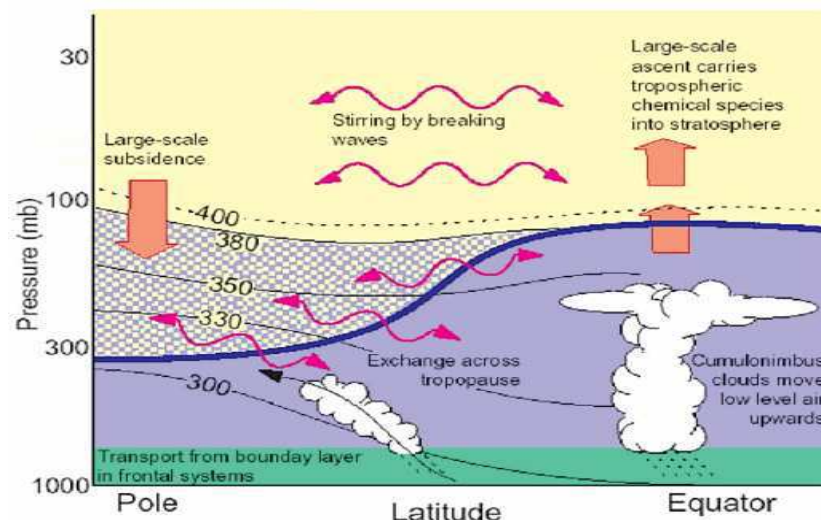


Figure 2. Aspects dynamiques de la circulation de Brewer Dobson. La ligne bleu foncé indique la tropopause et les lignes noires représentent les niveaux isentropiques (CNES, 2011)

La cellule méridienne de Brewer Dobson diffère des cellules convectives que l'on observe dans la troposphère de par son origine et de par sa vitesse beaucoup plus lente (300 mètres/mois). La cellule est activée par la « pompe extratropicale », créée par le déferlement des ondes de Rossby en hiver et pousse les masses d'air vers le pôle (Holton et al., 1995). Aux équinoxes les vents s'inversent, ce qui entraîne également l'inversion de la circulation méridienne vers l'hémisphère opposé. La figure 2 représente les mécanismes de transport

dans la stratosphère à différentes latitudes, ainsi que les échanges troposphère-stratosphère à travers la tropopause (ligne bleu foncé).

B. La «Tropical Tropopause Layer »

Les observations faites aux tropiques sur la température, les vents et la concentration des gaz traces amènent à la conclusion de l'existence d'une couche de transition de la troposphère vers la stratosphère appelée Tropical Tropopause Layer (TTL). Cette couche est limitée à sa base par le niveau moyen atteint par les masses d'air troposphériques dans les systèmes convectifs tropicaux, soit à 150 hPa environ, correspondant à une altitude de 14 km et un niveau isentropique de 355 K. Son sommet est quant à lui défini à 70 hPa, soit 18.5 km (Fueglistaler et al., 2009). La convection tropicale en général atteint des altitudes de 14 km environ comme l'indique la figure 3 (a). Cependant lors d'événements de convection profonde, ils peuvent injecter des masses d'air jusqu'à 450 K soit 20 km environ (Pommereau et Held, 2007) (h).

Lors de ces phénomènes, des gaz traces sont injectés dans la TTL et sont ensuite déplacés et mélangés rapidement à leur environnement par un transport méridional (e), conséquence du déferlement des ondes planétaires.

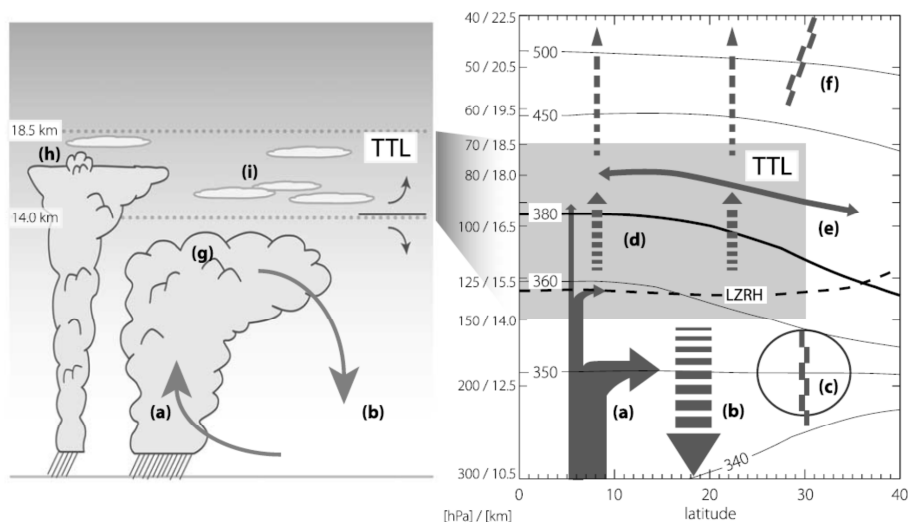


Figure 3. Schéma des processus de transport (à gauche) et des échanges troposphère-stratosphère à travers la Tropical Tropopause Layer (à droite). Les flèches indiquent les circulations, les lignes noires représentent les isentropes et les lettres sont associées aux processus de transport (Fueglistaler et al., 2009).

Le niveau de chauffage radiatif nul est situé à une altitude légèrement supérieure à la base de la TTL, au niveau isentropique de 360 K environ (ligne noire en pointillés, LZRH : Level of

Zero net Radiative Heating). Cette limite marquant la transition entre le refroidissement (subsidence, b) et le chauffage radiatif (ascendance, d), divise la TTL en deux parties (la basse et la haute TTL) et dépend également de la présence de nuages.

La TTL est limitée latéralement par les jets subtropicaux (c), qui sont la conséquence de la déviation vers l'ouest par la force de Coriolis du mouvement des masses d'air dans la branche supérieure de la cellule de Hadley. Ces jets sont localisés dans la basse stratosphère vers 30°N et 30°S et constituent une barrière tropicale limitant les échanges quasi-isentropiques entre la troposphère et la stratosphère.

C. Les échanges troposphère-stratosphère

Les échanges troposphère-stratosphère représentent une part importante de la circulation générale de l'atmosphère et permettent le transport d'espèces chimiques traces, naturelles et anthropogéniques. Les couplages dynamiques, chimiques et radiatifs entre les deux couches atmosphériques sont des processus importants à comprendre afin de mieux expliquer la composition de la stratosphère, la destruction de l'ozone ainsi que l'impact sur le changement climatique (Holton et al., 1995).

Newell et Gould-Stewart (1981) ont proposé l'existence d'une « fontaine stratosphérique », au-dessus de la Micronésie et du Continent Maritime (Pacifique Ouest, Australie du Nord, Indonésie et Malaisie). Sa délimitation géographique coïncide avec les principales sources de chaleur latente troposphériques. Dans cette région, l'air proche de la surface possède assez d'énergie hydrostatique humide pour s'élever grâce à la convection jusqu'à la tropopause. A partir de la TTL, l'air est chauffé radiativement et pénètre ainsi dans la stratosphère.

Par la suite, Danielsen (1982) énonce l'idée que des larges cumulonimbus tropicaux au-dessus des continents permettent à des masses d'air troposphériques de pénétrer directement dans la basse stratosphère par refroidissement adiabatique et de se mélanger ainsi à l'air de l'environnement, lors de la formation des enclumes au-dessus de la TTL.

Mais la contribution relative des uns et des autres reste encore un sujet en débat.

En résumé, trois grands processus de transport entre la troposphère et la stratosphère sont identifiés (Ricaud et al., 2007) :

- L'ascendance lente due au chauffage radiatif au-dessus du Cold Point Tropopause (CPT) à 380K associée à une advection horizontale (Fueglistaler et al., 2009)

- Les overshoots convectifs injectant des masses d'air directement dans la TTL au-dessus du CPT suivis d'une ascendance par chauffage radiatif jusqu'à la stratosphère (Sherwood et Dessler, 2000 ; Dessler, 2002)
- Les overshoots de convection profonde qui transportent les masses d'air directement dans la stratosphère, principalement au-dessus des zones continentales (Danielsen, 1993).

De manière générale, la convection apparaît dans l'atmosphère quand une particule d'air chaud et humide s'élève en altitude, condense par refroidissement adiabatique et libère de la chaleur latente, à l'origine de l'instabilité convective dans la troposphère. Les forces de flottabilité positives accélèrent la parcelle d'air avec une vitesse maximale afin qu'elle atteigne son niveau d'équilibre (Danielsen, 1982).

Les systèmes continentaux de convection profonde ont été mis en avant dans l'étude de Danielsen (1993). Cependant la théorie des processus des lents transports verticaux par chauffage radiatif au-dessus de la Micronésie restent l'hypothèse privilégiée prise en compte dans les modèles de simulation atmosphériques à grande échelle. Les images satellites du rayonnement infrarouge émis vers l'espace par la Terre ont été utilisées pour mettre en évidence cette hypothèse.

La relation entre la convection à grande échelle et la température de surface de la mer fut étudiée sur une très longue période. De nombreuses études furent menées dans les zones océaniques tropicales favorables aux conditions humides et chaudes de la convection. Aux tropiques, la vapeur d'eau évaporée depuis la surface océanique chaude fournit le potentiel thermodynamique nécessaire à la convection profonde (Danielsen, 1993). Il a été observé qu'une augmentation de température de la surface des océans au-dessus de 27-28°C entraîne une augmentation rapide de l'activité convective (Kent et al., 1995). Cependant, d'après Waliser et al. (1993), des températures au-dessus de 29.5°C tendraient à diminuer ce phénomène.

La relation entre la température de la surface continentale et les cirrus de haute altitude a été moins étudiée jusqu'à la mise en évidence de l'augmentation des cirrus au-dessus des continents dans trois zones tropicales (Amérique du Sud, Afrique Centrale et Nord de l'Australie) (Stowe et al., 1989). Ces mêmes régions présentent 5 à 10 fois plus d'activité électrique qu'au-dessus des océans (Orville et Henderson, 1986 ; Goodman et Christian, 1993).

Par la suite de nouvelles études ont été faites au-dessus des continents pour mettre en évidence la convection tropicale dans ces mêmes régions par le biais de mesures ballons et

avions. Les observations résultantes montrent que la convection la plus profonde (jusqu'à 20 km) est active au-dessus de ces zones continentales (Kent et al., 1995 ; Vonnegut et Moore, 1958). Cette étude a été confirmée par les données du radar de précipitations du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) ainsi que par le détecteur de foudres LIS (Lightning Imaging Sensor) (Liu et Zipser, 2005).

Les comparaisons entre les images du rayonnement infrarouge (OLR, Outgoing Longwave Radiation) et les images du radar de TRMM (Alcala et Dessler, 2002), ont montré que les images des OLR ne sont pas des bons indicateurs de la pénétration des masses d'air troposphériques dans la stratosphère.

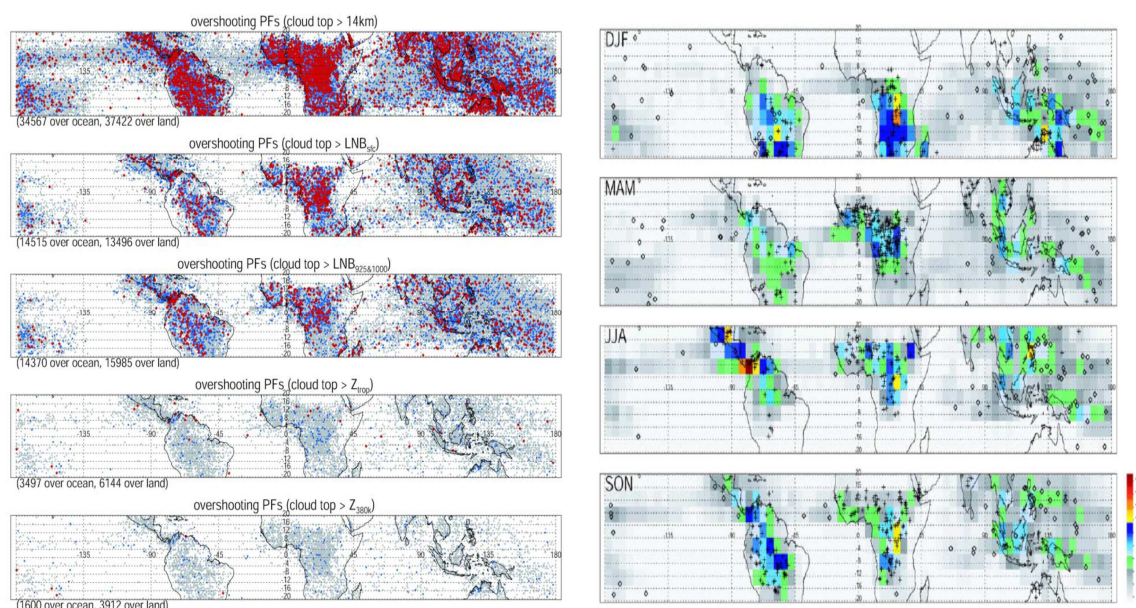


Figure 4. Carte des overshoots de 1998 à 2003 à différentes altitudes de référence (à gauche) et carte de fréquence d'apparition d'overshoot au-dessus de 14 km pendant les quatre saisons (à droite) dans les observations du radar de précipitation de TRMM (Liu et Zipser, 2005).

Ces cartes montrent les images radar de TRMM localisant les overshoots sur le globe. Sur la figure de gauche, les événements convectifs au-dessus de 17 km (points rouges) sont concentrés sur les continents, alors que pour ceux au-dessus de 14 km (points bleus) la dispersion est la même, que ce soit au-dessus des continents ou des océans. De manière générale, il a été estimé que 1.3 % des systèmes convectifs tropicaux atteignent 14 km d'altitude et que 0.1 % d'entre eux traversent le niveau de température potentielle $\theta=380$ K. Les overshoots sont plus fréquents au-dessus des continents et ceux au-dessus des océans sont, pour la majorité, plus larges mais d'intensité plus faible.

Sur la figure de droite, il est possible de déterminer cinq régions où la fréquence des overshoots est comprise entre 1 ‰ et 15 ‰ : la zone de Convergence Intertropicale, l'Ouest Pacifique, l'Amérique du Sud, l'Afrique Centrale et la zone de Convergence Sud Pacifique.

Finalement l'hypothèse d'une seule et unique « fontaine stratosphérique » au-dessus de la Micronésie, région principalement océanique, ne s'avère pas être représentative de la réalité. En effet l'étude menée par Liu et Zipser montre l'existence de plusieurs fontaines au-dessus de zones continentales qui dépendent des saisons (Pommereau et Held, 2007). Les overshoot convectifs sont des événements brefs et de faible étendue, non pris en compte dans les modèles climatiques à grande échelle, alors que leur impact sur la chimie et le climat de la stratosphère pourrait être significatif (Pommereau, 2010).

La présence de couches humides dans la basse stratosphère au-dessus des systèmes convectifs continentaux amène à considérer un mécanisme de transport de la troposphère vers la stratosphère associé aux overshoots convectifs. Ce procédé pourrait ainsi expliquer les fortes concentrations d'espèces d'origine troposphérique à longue durée de vie, telles que N_2O ou CH_4 dans la TTL, et particulièrement au-dessus de l'Afrique (Ricaud et al., 2007).

D. Le transport de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère

Le mécanisme contrôlant la quantité de vapeur d'eau dans la basse stratosphère reste un autre sujet encore fortement débattu. La vapeur d'eau joue un rôle clé dans la chimie et le climat de la stratosphère. C'est le plus important gaz à effet de serre qui contrôle en partie la température dans la haute troposphère-basse stratosphère (UTLS Upper Troposphere Low Stratosphere). Son transport à travers la TTL est un processus majeur dans la compréhension de l'augmentation de 1 % par an de la quantité de vapeur d'eau observée dans la basse stratosphère et qui a un impact sur la couche d'ozone. Une partie de cette augmentation est due à l'augmentation du méthane (oxydation, réaction avec le chlore atomique) (Etheridge et al., 1998), alors que l'autre moitié est la conséquence du transport d'eau à travers la TTL.

Peu importe le mécanisme de transport, lente ascendance radiative ou overshoot convectif, la quantité de vapeur d'eau est limitée par la température de la tropopause, et entraîne théoriquement une déshydratation de l'air entrant dans la basse stratosphère (WMO, 2007). L'origine de ce processus, intégré dans les modèles de simulation, est la condensation de la vapeur d'eau à la basse température de la tropopause, suivie d'une sédimentation rapide des condensats. Pourtant, les différentes campagnes européennes de mesures ballons et avions montrent un schéma différent de la théorie du « Cold Trap » (Danielsen, 1982). En effet, il est

observé des injections de particules de glace par les overshoots, qui après sublimation, auraient tendance à hydrater la basse stratosphère. Les observations ont mené à la découverte d'injections de cristaux de glace jusqu'à 18-20 km d'altitude avec une vitesse verticale pouvant atteindre 80 m/s au-dessus de cellules convectives de 5 à 10 km de diamètre et avec un temps d'activité estimé entre 10 et 20 minutes. Ces phénomènes transportent par des courants ascendants plusieurs tonnes d'eau par seconde et entraînent ainsi l'hydratation de la basse stratosphère (Pommereau, 2010).

Pendant de nombreuses années, beaucoup d'observations satellites étaient disponibles mais la plupart d'entre elles étaient limitées dans la TTL entre 14 km et 20 km en raison des biais systématiques, de la faible précision, de la présence fréquente des nuages mais surtout de la faible résolution verticale de 3 à 5 km dans ces régions où l'on observe de forts gradients verticaux (Montoux et al., 2007).

La précision sur les concentrations en vapeur d'eau est capitale dans la compréhension des processus de transport de l'humidité de la troposphère vers la stratosphère.

Pour ces raisons, de nombreuses campagnes de mesures, impliquant des sondes ballons, des MIR (Montgolfières InfraRouges) et des systèmes embarqués sur avions, ont été effectuées afin de mieux intégrer les mécanismes de transport de vapeur d'eau au sein de la TTL. On compte parmi les plus importantes la campagne HIBISCUS (Brésil) en 2004 (Montoux et al., 2007; Pommereau et al., 2011), la campagne TROCCINOX (Brésil) en 2004 et 2005 (Chaboureaud et al., 2007) ainsi que SCOUT-AMMA (Niger) en 2006 (Cairo et al., 2010).

Toutes ces campagnes ont permis d'obtenir de nombreuses informations sur l'impact de la convection tropicale et l'évolution de la composition atmosphérique. Cependant, la théorie des overshoots et du transport de la vapeur dans la stratosphère par injection d'air troposphérique dans les systèmes convectifs au-dessus des continents nécessite de nouvelles mesures. L'objectif ici est de développer un instrument de nouvelle génération, plus léger et surtout plus performant, dans le but d'être embarqué sous de petits ballons et dans le futur sous des ballons de longue durée autour du monde.

II. POURQUOI UNE NOUVELLE SONDE MINI-SAOZ ?

A. L'histoire du SAOZ

Depuis 1988, le Service d'Aéronomie, devenu le LATMOS depuis 2009, a déployé un réseau de spectromètres UV-Visible, le SAOZ (Système d'Analyse par Observations Zénithales). Cette série d'instruments a été mise au point par Pommereau et Goutail (1988) afin d'étudier

l'évolution des colonnes totales d'ozone et de dioxyde d'azote dans la basse stratosphère par occultation solaire. Plusieurs versions de l'instrument sont installées dans une vingtaine de stations sol du réseau NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change), dont le SAOZ fait partie. Cette couverture géographique permet de surveiller la destruction de l'ozone aux pôles mais également d'étudier la chimie de l'UTLS à différentes latitudes. De cet instrument, une version embarquée sous ballon fut développée en 1991. La conception d'une sonde ballon, légère et de moindre coût, a permis, à cette époque, d'effectuer de nombreux vols. Les mesures fréquentes des concentrations des constituants atmosphériques furent essentielles dans la compréhension de la dynamique troposphère-stratosphère. Le développement du SAOZ-BAL a mené à la réalisation de dix premiers vols de l'instrument sous ballons stratosphériques ouverts, pendant la campagne EASOE (European Arctic Stratospheric Ozone Experiment) entre novembre 1991 et mars 1992 à Kiruna (Suède), dans le but de mieux comprendre les mécanismes qui régissent la destruction de l'ozone dans les régions arctiques (Pommereau et Piquard, 1994). Ce fut la première fois que des mesures de profils verticaux d'ozone et de dioxyde d'azote étaient disponibles de façon simultanée. Après cette première campagne, 55 vols de courte durée ont été réalisés avant l'hiver 1997 (Denis, 1999), au cours des campagnes SESAME (Second European Stratospheric Arctic and Mid-latitudes Experiment) de 1994 à 1995, et THESEO (Third European Stratospheric Experiment on Ozone) de 1997 à 1999. Toutes ces campagnes ont porté leurs études sur la compréhension de la destruction de l'ozone mais aussi sur l'évolution de l'ozone stratosphérique aux moyennes latitudes.

Par la suite, des nouvelles versions de ballons pour des vols longue durée ont été conçus, d'après une idée de Pommereau et Hauchecorne (1979), les Montgolfières InfraRouges (MIR) développées par la division ballon du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) (Malaterre et al., 1996). Ces nouveaux « véhicules atmosphériques » atteignent un volume de 45000 m^3 et peuvent transporter jusqu'à 60 kg de charge utile. Le principe qui permet de maintenir la montgolfière à une certaine altitude est le chauffage par le soleil la journée et l'absorption des flux infrarouges telluriques la nuit. La première MIR fut lâchée le 24 février 1997 depuis Kiruna dans le cadre du projet THESEO Lagrangian Experiment. La montgolfière resta pendant 12 jours en vol, au sein du vortex polaire arctique. Entre 1997 et 1999, six MIR ont effectué des vols de 3 à 22 jours, fournissant des sondages de température, pression et altitude toutes les 9-10 minutes (Pommereau et al., 2002). En 2000, deux vols ont été réalisés au cours des campagnes expérimentales SOLVE/THESEO 2000, pour l'étude des processus à l'origine de la destruction de l'ozone dans le vortex polaire et l'effet des quantités d'ozone au-dessus

des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Newman et al., 2002). Les dernières MIR ont volé aux tropiques pour des vols autour du monde de plusieurs semaines durant la campagne HIBISCUS en 2004, projet d'études sur les processus dynamiques, chimiques et radiatifs intervenant dans l'UTLS liés à la convection tropicale profonde.

Parallèlement, aux lancements des satellites OSIRIS (février 2001) et ENVISAT (mars 2002), des campagnes de mesures, engageant le SAOZ, ont été menées dans le but de valider les mesures des instruments MIPAS, GOMOS, SCIAMACHY et ODIN. Dix-sept vols ont été opérés entre 2001 et 2004 à différentes latitudes (Arctique, tropiques et moyennes latitudes) et à différentes saisons (Goutail, 2005).

Aujourd'hui, on compte près de 130 vols ballons SAOZ, avec des résultats qui ont joué un rôle majeur dans la compréhension des processus de destruction de l'ozone aux pôles, dans les mécanismes liés à la convection tropicale et dans la validation d'instruments satellites.

B. L'intérêt d'une nouvelle sonde mini-SAOZ

A ces débuts, le SAOZ utilisait une technologie, apparue au début des années 1980, de détecteurs en barrettes de photodiodes et un spectromètre à champ plan. De nombreuses évolutions et améliorations de l'instrument et du caisson de vol ont été faites au cours du temps. Une nouvelle sonde, le SAOZ-BrO, a été conçue pour mesurer les quantités de BrO avec une meilleure précision à la fin des années 90. Des changements expérimentaux au niveau de l'optique d'entrée ont été réalisés pendant cette même période (Pundt, 1997). Le caisson SAOZ a également subi des modifications pour s'adapter à des vols de longue durée MIR (Denis, 1999).

De nos jours, la technologie de la version SAOZ est dépassée, aussi bien du point de vue optique que spectroscopique avec des composants devenus obsolètes. Le développement du nouvel instrument, le mini-SAOZ, permet de combiner des technologies modernes et des performances qui n'existaient pas auparavant. Les avantages innovants de cette nouvelle génération de spectromètres sont un encombrement réduit, un faible poids (716g) et une faible consommation d'énergie. Ces nouveaux aspects permettent une plus grande souplesse opérationnelle lors des vols ballons, en particulier lors de campagnes de mesures destinées à l'étude des systèmes convectifs, où le ballon doit se rapprocher au plus près de ces phénomènes. L'embarquement de deux spectromètres sur une même nacelle va alors devenir réalisable et rendra possible l'acquisition simultanée des données dans l'UV-Visible et le proche Infrarouge. Cette nacelle de 12 kg peut désormais être embarquée sous des ballons de

1500 m³, avec moins de contraintes météorologiques au sol avant les lâchers. Le nouvel instrument présente une résolution spectrale plus fine, un échantillonnage plus grand, une sensibilité plus élevée, et un rapport signal/bruit plus grand. Tous ces aspects améliorent considérablement les résultats et permettent d'obtenir des incertitudes sur les données plus faibles (3 à 5 fois plus faibles pour O₃ et NO₂ et 7.5 plus faible pour H₂O). Le développement du mini-SAOZ va donc devenir une avancée considérable dans l'étude des constituants atmosphériques minoritaires de la basse stratosphère.

III. OBJECTIFS ET PLAN DE THESE

Comme vu précédemment, le transport d'eau dans la stratosphère est un sujet encore fortement débattu mais majeur dans la compréhension de la chimie et le climat de l'atmosphère.

Le mini-SAOZ est un instrument capable de mesurer les profils verticaux de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère. Le travail réalisé durant cette thèse a permis de mettre au point cette nouvelle génération de spectromètre dans le but de voler sous de petits ballons stratosphériques pour la mesure de H₂O au-dessus de systèmes convectifs aux tropiques. Comme on a pu le voir auparavant, les observations satellite sont limitées dans la région de la TTL, et peu d'instruments embarqués sous petits ballons sont disponibles. De plus le mini-SAOZ est capable de mesurer les quantités de plusieurs composants atmosphériques simultanément, ce qui permet d'observer, dans notre cas, l'impact de la convection tropicale sur la vapeur d'eau, mais également la relation entre les éclairs et les NO_x. Les méthodes d'analyse avaient déjà été développées auparavant pour l'ancienne version SAOZ. Mais une nouvelle technologie implique des changements.

Mon travail s'est décliné en plusieurs étapes :

- Une participation à la définition et à l'élaboration de la nouvelle sonde.
- Les tests en laboratoire pour caractériser chaque spectromètre et détecter les éventuels problèmes avant les campagnes de mesures.
- La préparation des instruments avant les campagnes.
- l'amélioration de l'analyse spectrale de la nouvelle version du SAOZ, qui comprend entre autre la génération des sections efficaces à la résolution de l'instrument et les adaptations des algorithmes d'analyse et d'inversion.

- Le traitement des données après chaque vol dans le but d'obtenir les profils verticaux des constituants atmosphériques ainsi que l'analyse des problèmes rencontrés et les améliorations éventuelles à apporter.
- La comparaison des données du mini-SAOZ avec celles d'autres instruments embarqués mais également avec des mesures satellites colocalisées et des données de modèles.

Le contenu de ce manuscrit se décline en trois parties.

La première partie aborde la méthodologie, la partie instrumentale et technique et le développement de logiciel. Nous aborderons l'analyse spectrale basée sur la méthode DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) qui fera l'objet d'un premier chapitre. Puis, nous présenterons les différentes étapes de l'analyse comprenant le choix du spectre de référence, la génération des sections efficaces, le traitement des colonnes obliques obtenues après analyse et la méthode d'inversion des profils verticaux utilisée. Dans un deuxième chapitre, nous décrirons la sonde mini-SAOZ de façon globale qui sera suivie d'une description précise des éléments qui composent le caisson. Dans un troisième chapitre, nous présenterons les tests effectués en laboratoire permettant de caractériser l'instrument.

Dans une deuxième partie, nous aborderons les tests en vol de la sonde mini-SAOZ à Kiruna. Dans un premier chapitre, nous décrirons le vol de 2010, réalisé dans le cadre du projet Pre-ISAO. Nous présenterons les résultats techniques et scientifiques obtenus à la suite de ce premier essai. Dans un deuxième chapitre, nous présenterons le deuxième vol d'essai avec le nouveau caisson mini-SAOZ et expliquerons dans quelle mesure ce dernier s'est soldé par un échec.

Enfin la troisième partie portera sur les vols effectués au Brésil dans le cadre de la campagne TRO-pico. Un premier chapitre définira le contexte de cette dernière. Dans le second, nous décrirons les améliorations apportées à la sonde à la suite des deux vols d'essai de Kiruna. Dans un troisième chapitre, nous détaillerons la chaîne de vol du mini-SAOZ ainsi que l'organisation des opérations sur place. Dans le quatrième chapitre, nous décrirons le premier vol effectué aux tropiques le 11 mars 2012. Nous présenterons, de la même façon que pour les autres vols, les résultats techniques et scientifiques accompagnés de comparaisons réalisées avec des instruments embarqués et satellitaires. Dans le dernier chapitre, nous décrirons, de manière identique, le vol du 16 mars 2012 avec cette fois-ci des comparaisons entre les deux

vols tropicaux afin d'étudier l'évolution des espèces atmosphériques et de tenter de mettre en évidence l'impact de la convection sur les concentrations des constituants.

Une conclusion générale sur l'aboutissement de ce travail de thèse et les perspectives qui s'ensuivront, clora ce manuscrit.

PREMIERE PARTIE

L'INSTRUMENT MINI-SAOZ : DESCRIPTION ET ANALYSE

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Le principe SAOZ découle d'une idée de Pommereau et Goutail, développée depuis 1988 au sein du LATMOS (anciennement Service d'Aéronomie). Le fonctionnement de l'instrument est basé sur la spectrométrie par occultation solaire. Il fut une innovation dans la mesure des constituants minoritaires de la stratosphère. Ses mesures simultanées de O_3 , NO_2 , H_2O , BrO , IO , $OCIO$ et O_2 ont permis une avancée dans la compréhension de la destruction de la couche d'ozone ou même dans l'étude de l'impact du changement climatique.

Depuis ses débuts, le SAOZ a fortement évolué du point de vue instrumental. Depuis 2009, une nouvelle version du SAOZ existe, le mini-SAOZ, plus performant et à la pointe de la technologie actuelle. Cet instrument devient petit à petit le remplaçant nouvelle génération du SAOZ, devenu obsolète. Il est innovant par ses petites dimensions et son poids minime. Deux versions de cet appareil existent, une développée pour le sol et une autre spécifique pour ballons atmosphériques, sur laquelle nous nous pencherons.

Cependant il a fallu adapter l'instrument pour la version ballon avec la conception d'un nouveau caisson de vol en 2011, mais aussi modifier les algorithmes d'analyse spectrale pour optimiser les résultats.

Une approche instrumentale a été suivie durant ce travail de thèse. En premier lieu, il était indispensable de bien définir les paramètres de l'instrument afin d'optimiser les mesures faites dans le domaine de longueurs d'onde qui nous intéresse. Dans un second temps, des tests de calibration ont été réalisés afin de minimiser le bruit électronique et atteindre les plus faibles incertitudes possibles sur la mesure.

Dans un premier chapitre nous expliquerons le principe de mesure par spectrométrie en occultation solaire, basée sur la méthode DOAS. Nous verrons les différentes étapes du traitement de données depuis leur acquisition jusqu'à la restitution des profils verticaux.

La sonde mini-SAOZ-ballon se compose d'un instrument principal, le spectromètre, autour duquel s'organisent des composants électroniques, que nous présenterons de façon détaillée dans un deuxième chapitre.

Puis nous exposerons les tests réalisés qui nous ont permis de caractériser l'instrument et de connaître sa réponse du point de vue thermique et électronique.

CHAPITRE 2 : PRINCIPE DE MESURE PAR SPECTROMETRIE ET TRAITEMENT DES DONNEES

I. INTRODUCTION

Le principe de mesure du mini-SAOZ repose sur la spectrométrie UV-Visible qui consiste à mesurer les profils verticaux des espèces minoritaires absorbantes de l'atmosphère à partir de spectres solaires. L'analyse se déroule en plusieurs étapes qui consistent à choisir un spectre de référence, à déterminer les sections efficaces, à déterminer les quantités d'absorbants le long de la ligne de visée et à appliquer une méthode d'inversion pour en retrouver les profils verticaux.

Dans un premier paragraphe nous décrirons le principe de la spectrométrie UV-Visible qui repose sur la loi de Beer Lambert et qui explique la méthode pour calculer les colonnes obliques des constituants. Ensuite, nous rappellerons le principe de la mesure au limbe par occultation solaire. Les mesures sont acquises tout au long d'un vol, mais l'absorption par les espèces stratosphériques est plus importante lors du coucher ou du lever du soleil. Dans une troisième section, nous nous pencherons sur le calcul des densités de colonnes, à partir du choix d'un spectre de référence, la génération des sections efficaces à la résolution du spectromètre et l'analyse par le biais d'un logiciel informatique. Dans ce dernier, un algorithme permet à partir d'une corrélation des moindres carrés de mesurer les colonnes obliques d'absorbants. Dans un dernier paragraphe nous exposerons la méthode d'inversion et l'algorithme que l'on utilise pour calculer les profils verticaux à partir des densités de colonnes restituées auparavant.

II. LA SPECTROMETRIE UV-VISIBLE

La spectrométrie UV-Visible permet de déterminer les concentrations des constituants minoritaires absorbants dans l'atmosphère. La méthode repose sur l'étude du rapport du flux incident (flux solaire) au flux transmis (flux reçu par le mini-SAOZ après avoir traversé les différentes couches atmosphériques).

Le principe est décrit par la loi d'absorption de Beer Lambert qui relie la quantité de flux solaire transmise à travers l'atmosphère aux quantités des espèces chimiques présentes sur la ligne de visée :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) * e^{-\tau(\lambda,L)}$$

où $I(\lambda)$ est le spectre mesuré à un instant t , $I_0(\lambda)$, le spectre de référence hors atmosphère ou à la plus haute altitude lors d'un vol ballon et $\tau(\lambda,L)$ l'épaisseur optique totale à la longueur d'onde λ le long du parcours optique L .

L'épaisseur optique peut se décomposer en plusieurs parties :

$$\tau(\lambda) = \tau_{RAY} + \tau_{MIE} + \tau_{ABS}$$

Elle prend en compte les phénomènes de diffusion τ_{RAY} et τ_{MIE} ainsi que ceux d'absorption τ_{ABS} . Dans le cas de l'atmosphère terrestre, il existe deux sources d'atténuation par diffusion, la première est appelée diffusion Rayleigh (molécules) et la seconde, diffusion de Mie (aérosols). Le paramètre τ_{ABS} représente l'absorption du rayonnement solaire par les espèces chimiques stratosphériques selon la ligne de visée. Cependant, les diffusions de Rayleigh et de Mie variant de façon monotone avec la longueur d'onde, elles pourront être supprimées du signal par l'application d'un filtre passe haut.

On en déduit donc :

$$-\ln \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = \tau_{ABS} = \sum_{i=1}^m (\sigma_{abs,i}(\lambda) \int_0^L N_i(z(s)) ds)$$

Avec $\sigma_{abs,i}(\lambda)$ la section efficace d'absorption, $N_i(z(s))$ la concentration à l'altitude $z(s)$ de l'espèce chimique i et ds le chemin optique infinitésimal.

Sachant que la colonne oblique SC_i de l'espèce chimique i s'exprime par la relation :

$$SC_i = \int_0^L N_i(z(s)) ds$$

On obtient alors la relation qui nous permettra par la suite de calculer la colonne oblique de chaque espèce chimique :

$$-\ln \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = \sum_{i=1}^m (\sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot SC_i)$$

L'absorption des espèces minoritaires stratosphériques se fait de manière récurrente dans le même domaine spectral, ce qui induit des interférences entre les espèces que nous verrons par la suite. Le calcul des colonnes obliques, paramètre que nous cherchons à connaître, nous permettra ensuite d'obtenir les profils verticaux par une méthode d'inversion.

III. L'OCCULTATION SOLAIRE

Au cours d'une occultation solaire, le spectre d'absorption est modifié suivant le type de constituants atmosphériques qui se trouvent sur la ligne de visée. L'analyse spectrale de ces absorptions va nous permettre de définir la constitution de l'atmosphère.

Les mesures des concentrations des constituants minoritaires de l'atmosphère se font principalement durant toute la journée, par temps clair ou nuageux. Lors d'un vol ballon, l'acquisition des données se fait en deux temps (figure 5) ; à la montée avec un angle zénithal solaire (SZA) $< 90^\circ$ et depuis le plafond au coucher ou au lever du soleil à un SZA $> 90^\circ$ (occultation).

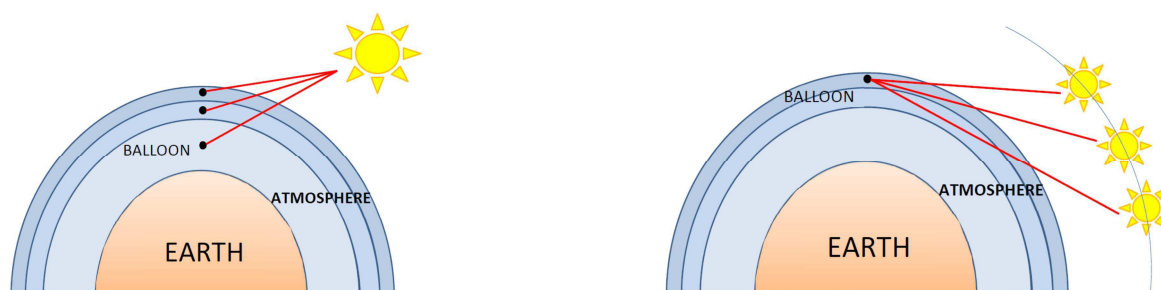


Figure 5. Principe de mesure durant la montée (à gauche) et depuis le plafond (à droite) d'un vol ballon

Pendant la montée les rayons solaires traversent toutes les couches de l'atmosphère. Au plafond, ils pénètrent seulement dans les hautes couches de la stratosphère et de la haute troposphère. Lorsque le parcours optique est maximal, c'est-à-dire quand le flux solaire traverse une grande épaisseur atmosphérique, on passe par un minimum d'altitude appelée altitude tangente. C'est à cette altitude que seront calculés les profils verticaux des composants atmosphériques.

IV. LES COLONNES OBLIQUES DES CONSTITUANTS ATMOSPHERIQUES

La colonne oblique d'un constituant atmosphérique suivant la ligne de visée représente le nombre de molécules de cette espèce entre la source d'émission, le Soleil et le spectromètre à un instant donné. La méthode d'analyse utilisée pour traiter les données brutes du mini SAOZ est basée sur la méthode DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy). Depuis 1926, de nombreuses techniques spectroscopiques ont été développées pour la mesure des constituants traces de l'atmosphère (Stutz, et al., 1996). Cette méthode de calcul différentiel fut introduite en 1975 et 1979 par Noxon (1975), Noxon et al. (1979) et Platt et al. (1979). Cette analyse spectrale se décompose en plusieurs étapes en commençant par le choix d'un spectre de référence puis la génération de sections efficaces différentielles d'absorption pour chaque composant étudié et enfin le calcul des colonnes obliques par une corrélation des moindres carrés. Nous détaillerons toutes les étapes citées précédemment.

A. Le principe de l'analyse spectrale

La méthode DOAS est une méthode de calcul différentiel, qui utilise les signatures des bandes étroites d'absorption des gaz traces de l'atmosphère pour les identifier et mesurer leurs concentrations. Le principe (Platt, 2008) est de séparer le signal d'absorption, qui dépend de la longueur d'onde, en deux composantes : basses et hautes fréquences. Les hautes fréquences permettent de déterminer l'absorption différentielle des espèces ($\sigma'(\lambda)$), et la partie basse fréquence les variations d'atténuation en fonction de la longueur d'onde ($\sigma^*(\lambda)$). On peut ainsi définir les sections efficaces par :

$$\sigma(\lambda) = \sigma^*(\lambda) + \sigma'(\lambda)$$

où $\sigma^*(\lambda)$ représente les variations lentes de l'absorption des sections efficaces et $\sigma'(\lambda)$ la partie différentielle.

Il est important de noter que les extinctions dues aux diffusions de Mie et de Rayleigh varient lentement en fonction de la longueur d'onde et sont donc des composantes basse fréquence. En effet, le coefficient de diffusion de Rayleigh varie en λ^{-4} . La diffusion Mie due aux aérosols peut être considérée comme un processus d'absorption avec un coefficient d'extinction proportionnel à λ^{-n} , où n est un entier entre 1 et 4 (Junge, 1963) qui dépend de la taille des particules.

La loi de Beer Lambert peut alors être exprimée :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \times \exp \left[\sum (\sigma'_i(\lambda) \cdot SC_i) \right] \times \exp \left[-L \sum (\sigma^*(\lambda) \cdot c_i) + \varepsilon_R(\lambda) + \varepsilon_M(\lambda) \right] \times A(\lambda)$$

où L trajet optique, c_i concentration de l'espèce i, ε_R coefficient d'extinction de Rayleigh, ε_M coefficient d'extinction de Mie et $A(\lambda)$ un facteur d'atténuation.

Il est facile d'éliminer les signaux à basse fréquence, en utilisant des filtres passe haut.

On en déduit la relation qui sera à la base de notre analyse :

$$\ln \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} = \sum (\sigma'_i(\lambda) \cdot SC_i)$$

Les sections efficaces $\sigma'_i(\lambda)$ déterminées en laboratoire sont disponibles dans la littérature.

La méthode consiste en une corrélation des moindres carrés entre les sections efficaces d'absorption différentielle des constituants atmosphériques et le spectre différentiel d'atténuation observé. L'incertitude sur la corrélation fournit une estimation de l'erreur sur la mesure.

B. Le spectre de référence et le recalage en longueur d'onde

En théorie, le spectre de référence est le spectre du soleil hors atmosphère qui ne contient aucune signature d'absorption. L'altitude du ballon étant limitée, ce spectre de référence contient donc une absorption résiduelle qui devra être estimée.

Le choix du spectre de référence au cours du vol doit remplir plusieurs conditions :

- L'intensité du signal doit être maximale
- Le temps de pose doit être le plus faible possible afin de réduire le bruit
- Le spectre ne doit pas être saturé

Ces conditions sont réunies pendant un vol, à l'arrivée du ballon au plafond. En effet, l'altitude maximale est atteinte (environ 30 km) avec les plus faibles trajet optique et angle zénithal. La contribution de l'absorption atmosphérique est alors minimale et le flux solaire est le plus intense. Plus l'absorption des espèces minoritaires sera faible, plus l'incertitude sur l'absorption résiduelle sera réduite.

Pour chaque vol il faut définir une unique référence dont les caractéristiques seront différentes d'un vol à un autre, aussi bien du point de vue environnemental qu'instrumental, c'est-à-dire en calage en longueur d'onde et résolution du spectromètre.

La première étape de l'analyse consiste à recaler chaque spectre en longueur d'onde sur le spectre de référence. En effet, pour chaque nouveau spectromètre, une loi de dispersion, de type polynômial d'ordre 3, est définie par le fabricant, à partir des caractéristiques du spectromètre (réseau, fente d'entrée). Cependant cette loi reste théorique. Pour définir la loi en longueur d'onde effective, chaque spectre est recalé sur la référence en utilisant les raies solaires de Fraunhofer présentes dans tout spectre dont les positions en longueur d'onde sont connues de façon précise. Ces raies sont dues à l'absorption par les molécules et les ions de l'atmosphère solaire dont la position est donnée par un spectre solaire à haute résolution, appelé spectre de Kurucz, enregistré depuis le sol à l'observatoire de Kitt Peak aux Etats-Unis.

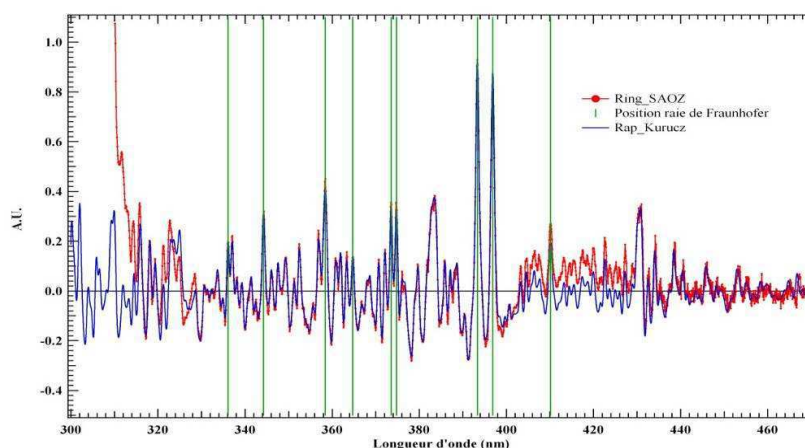


Figure 6. Exemple de calage en longueur d'onde du spectre différentiel de référence (courbe rouge) par rapport au spectre différentiel de Kurucz (courbe bleue) sur les raies de Fraunhofer (en vert) avec une résolution de 0.65nm pour le spectromètre UV-Visible

Une convolution à la résolution de l'instrument est appliquée sur les spectres de Kurucz et de référence de l'instrument. On calcule les rapports de signaux des spectres convolués sur les spectres d'origine, qui représenteront notre base de travail pour notre comparaison. Cette méthode permet d'éliminer les signatures de basse fréquence des spectres initiaux. Représentés sur la figure 6, le spectre de Kurucz en bleu et le spectre de référence en rouge.

On définit ensuite la position en pixel de chaque raie de Fraunhofer, par une loi normale gaussienne. A partir de ces valeurs, on calcule une loi en longueur d'onde polynomiale de

troisième ordre. Les incertitudes sur cette loi correspondent aux écarts en longueur d'onde de la position des raies de Fraunhofer et celles du spectre de référence, comme indiqué sur la figure 7.

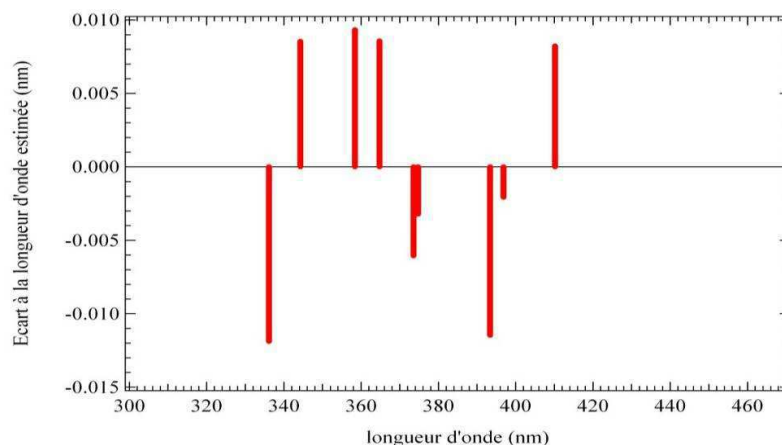


Figure 7. Ecart entre les longueurs d'onde estimées des raies de Fraunhofer du spectre de référence et celles connues du spectre de Kurucz pour un spectromètre UV-Visible

Le principe est de minimiser les décalages pour chaque raie pour que les longueurs d'onde estimées aient les valeurs les plus proches des longueurs d'onde connues. L'atténuation du signal étant importante pour les premiers et les derniers pixels, il est difficile de caler notre spectre de référence dans ces domaines. Les incertitudes seront toujours plus élevées à ces longueurs d'onde.

Cette connaissance de cette loi en longueur d'onde permet alors de générer les sections efficaces des constituants atmosphériques qui nous intéressent.

C. Les sections efficaces

L'absorption du rayonnement solaire par une molécule intrinsèque à chaque espèce est définie par sa section efficace d'absorption. Il existe une base de données, appelée HITRAN acronyme pour **H**igh-resolution **T**RANsmission molecular absorption database.(Rothman et al., 2009). Toutes les sections efficaces de référence des principaux absorbants atmosphériques sont répertoriées dans ce catalogue. Elles sont dans la plupart des cas données à très haute résolution et avec un échantillonnage largement supérieur à celui du spectromètre. Une convolution à la résolution de l'instrument pour chaque section est donc appliquée.

Les principaux absorbants qui nous intéressent dans le visible et proche-infrarouge sont l'ozone, le dioxyde d'azote, la vapeur d'eau, le dioxygène O_2 , et le « dimère » O_4 induit par

collision de deux molécules d'O₂. Cependant dans l'UV, nous nous pencherons sur d'autres constituants tels que les oxydes de brome et de chlore, BrO et OCIO, et le formaldéhyde CH₂O, de même que les espèces déjà citées comme O₃, NO₂ et O₄.

Les sections efficaces dépendent principalement des conditions de température et de pression. Celles-ci sont donc calculées aux conditions atmosphériques que l'on retrouve au cours des vols ballon.

Les sections efficaces de la littérature sont le plus souvent mesurées dans le vide. Sachant que nos mesures se font dans l'atmosphère, il est nécessaire de convertir les longueurs d'onde du vide dans l'air en utilisant la relation $\lambda_{\text{vide}} = n \lambda_{\text{air}}$, où n est l'indice de réfraction de l'air. On calcule cet indice par la formule d'Edlen (Cox, 2000):

$$n = 1 + 6432.8 \times 10^{-8} + \frac{2949810}{146 \times 10^8 - \nu^2} + \frac{25540}{41 \times 10^8 - \nu^2}$$

où ν est le nombre d'onde en cm⁻¹ relié à la longueur d'onde par $\lambda = 1 / \nu$.

Dans ce paragraphe, nous présenterons les sections efficaces que nous avons choisi d'utiliser, recommandées par HITRAN avec les limites des domaines spectraux qui correspondent au mieux à notre analyse.

1) L'ozone (O₃)

L'ozone est une des molécules stratosphériques les mieux mesurées avec le mini SAOZ, aussi bien dans l'UV que dans le visible. Les sections efficaces d'O₃ sont divisées en plusieurs domaines: les bandes de Hartley (de 200 à 320 nm) et les bandes de Huggins (de 300 à 390 nm) dans l'UV, et les bandes de Chappuis (de 380 à 800 nm) et de Wulf dans le visible et proche infrarouge. On précisera que les bandes de Hartley sont les plus fortes, soit plus de mille fois celles de Chappuis (Berthet, 2002). Cependant nous ne nous intéresserons pas à ces structures car les domaines spectraux que nous étudions ne s'étendent pas jusqu'à ces longueurs d'onde dans l'UV. Les bandes de Huggins sont caractérisées par des pics présentant une forte dépendance en température. Les bandes de Chappuis sont des structures à large bande.

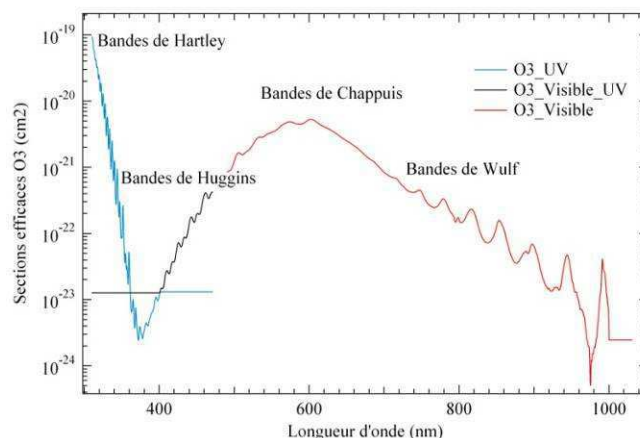


Figure 8. *Sections efficaces d'O₃ convoluées à la résolution du mini SAOZ avec O₃_UV et O₃_Visible_UV pour le spectromètre UV-Visible et O₃_Visible pour le spectromètre Visible-proche infrarouge*

Sur la figure 8, les sections efficaces d'O₃ sont découpées en trois domaines :

- O₃ dans l'UV : de 310 nm à 401 nm
- O₃ Visible dans l'UV : de 401 nm à 470 nm
- O₃ dans le visible : de 490 nm à 1000 nm

Une comparaison a été effectuée entre les différentes sections efficaces existantes (Orphal, 2002) montrant des biais entre les mesures et des fortes dépendances en températures, surtout dans les bandes de Huggins. Cependant il est recommandé par Orphal (2002) d'utiliser les sections efficaces de Bogumil dans le domaine spectral 340 - 790 nm. Notre choix s'est fixé sur ces dernières. Elles ont été mesurées avec le spectromètre du satellite SCIAMACHY à 223 K (Bogumil et al., 2003) entre 230 et 1070 nm. La résolution spectrale est comprise entre 0.2 et 0.4 nm suivant les domaines de longueurs d'onde et les incertitudes sur les sections sont de 3.1 %.

L'avantage de ces sections est le large choix de températures auxquelles ont été faites les mesures, reflétant les conditions thermiques des couches atmosphériques, mais également les faibles incertitudes dans le domaine visible. Ce sont également les seules sections qui sont mesurées sur un domaine spectral si étendu, les autres sont en général limités à 790 nm.

2) Le dioxyde d'azote (NO_2)

Le dioxyde d'azote est une molécule absorbante sur l'ensemble des domaines spectraux de l'UV-Visible et du proche Infrarouge. Les structures spectrales de NO_2 sont très étroites ce qui permet de les distinguer des bandes de O_3 qui couvrent le même domaine spectral.

Les jeux de sections efficaces disponibles dans la littérature ne couvrent pas l'ensemble des domaines spectraux du mini-SAOZ. Une compilation de plusieurs mesures est nécessaire (figure 9) :

- De 238.082 nm à 666.563 nm : sections efficaces de Vandaele et al. (1998) du laboratoire de l'IASB (Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique) mesurées avec un spectromètre à transformée de Fourier (FTS : Fourier Transform Spectroscopy) à 220K dans le vide avec une résolution de 2 cm^{-1} (courbe verte).
- De 666.681 nm à 724.162 nm : sections efficaces de (Vandaele, et al., 2002) mesurées également à 220 K et disponibles dans le proche infrarouge (courbe rouge). L'innovation de ces nouvelles mesures est la haute résolution à laquelle elles ont été réalisées, soit entre 0.05 et 0.1 cm^{-1} . Ces nouvelles sections ne font que confirmer la précision des anciennes données déjà existantes.
- De 724.162 nm à 929.786 nm : sections efficaces de SCIAMACHY mesurées à 293K (Burrows, et al., 1998) dans le vide, ramenées dans l'air par la loi d'Edlen (courbe noire).

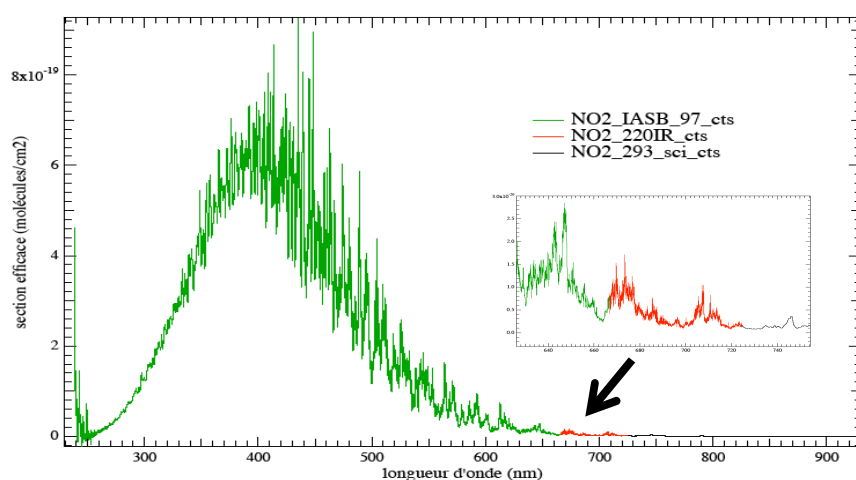


Figure 9. Sections efficaces de NO_2 utilisées pour l'analyse spectrale du mini SAOZ

D'après le rapport d'Orphal (2002), le meilleur choix de sections efficaces de NO_2 est celui des données de Vandaele. En effet, elles sont en accord avec la plupart des autres données de laboratoires et présentent les plus faibles incertitudes de 2 % voire moins. Ces sections efficaces sont disponibles dans la base de données HITRAN.

3) La vapeur d'eau (H_2O)

Les données spectrales utilisées pour l'étude des bandes de la vapeur d'eau sont issues de la base de données HITRAN 2008. Elles sont mesurées à une pression de 50 hPa et une température de 223 K. Les raies de la vapeur d'eau ont des intensités qui s'amplifient avec la longueur d'onde. Il est donc nécessaire de découper les mesures en plusieurs bandes pour éviter les interférences dues aux saturations de raies. La base de données HITRAN fournit des spectres de raies à une résolution spectrale très élevée (figure 10).

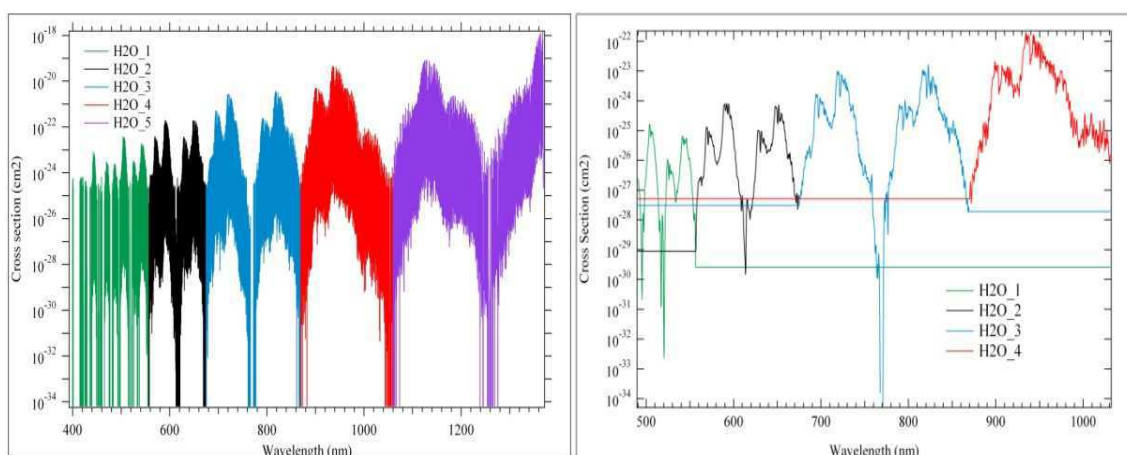


Figure 10. Spectres de raies à haute résolution de la base de données HITRAN 2008 (à gauche), et sections efficaces convoluées à la résolution de l'instrument (à droite)

Comme pour les autres absorbants on convolue ces données à la résolution de l'instrument puis on les découpe en quatre bandes. La cinquième bande ne sera pas utilisée dans notre analyse pour plusieurs raisons : le domaine spectral de nos spectromètres ne s'étend pas à plus de 1000 nm, et dans le cas du premier spectromètre utilisé en 2010, le flux n'était pas assez important pour pouvoir détecter la vapeur d'eau. On ne prendra donc en compte que les quatre premières bandes spectrales divisées de la façon suivante :

- H₂O_1 : de 490 nm à 556 nm
- H₂O_2 : de 556 nm à 675 nm
- H₂O_3 : de 675 nm à 869 nm
- H₂O_4 : de 869 nm à 1030 nm

Les raies de la vapeur d'eau sont saturées au niveau du sol. Des coefficients de correction de saturation, que nous verrons par la suite, seront appliqués aux mesures obtenues pour éliminer ces effets.

4) Le dioxygène (O₂)

Le dioxygène est une molécule dont le profil dans l'atmosphère est connu, ce qui nous donne une référence en altitude pour les profils verticaux des autres constituants. Les données spectrales que l'on utilise pour la mesure d'O₂ sont tirés de la base HITRAN 2008. Dans notre analyse on a calculé ces spectres de raies à une température de 296 K, proche de la température au sol où O₂ est le mieux mesuré et à une pression de 1023 hPa. Les intensités des raies de l'oxygène croissent en fonction de la longueur d'onde. Il est donc préférable de diviser les sections en plusieurs bandes pour éviter toute interférence lors de la saturation d'une des raies.

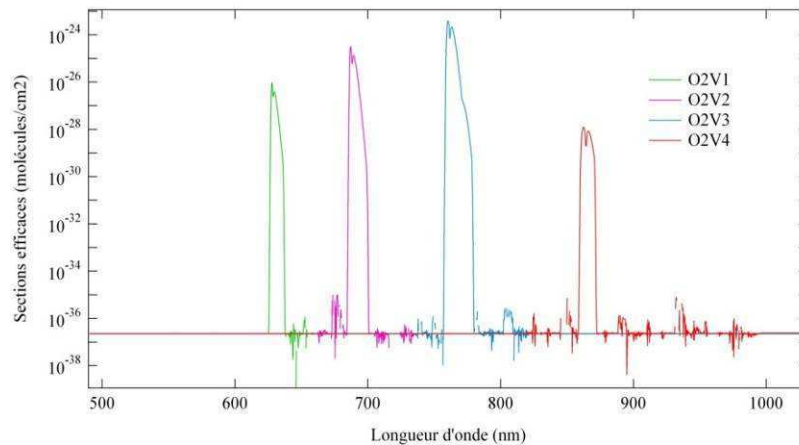


Figure 11. Spectres de raies du dioxygène convolués à la résolution de l'instrument et divisés en quatre bandes suivant les intensités

Sur la figure 11, on distingue quatre bandes de l'oxygène découpées de la manière suivante :

- O₂V1 : de 490 nm à 660 nm
- O₂V2 : de 660 nm à 735 nm

- O₂V3 : de 735 nm à 820 nm
- O₂V4 : de 820 nm à 1030 nm

Par la suite la quatrième bande de l'oxygène ne sera pas mesurée car saturée et interférant avec une bande de la vapeur d'eau.

5) Le complexe de collision O₂-O₂ (O₄)

L'absorption de la molécule O₄, appelée « dimère de l'oxygène », n'est pas encore très bien définie. La plus grande contribution est induite par la collision de deux molécules de dioxygène. Les bandes d'absorption d'O₄ couvrent une partie des domaines UV et visible. O₄ représente aussi une bonne référence pour nos profils, car sa concentration atmosphérique est connue en fonction de l'altitude et évolue de façon similaire à celle d'O₂. Ceci nous permet de détecter des problèmes d'altitude si le profil de référence et de mesure sont différents. Un des avantages, à l'inverse d'O₂, est de ne jamais saturer. C'est aussi une molécule qui permet de détecter la présence des nuages par la diffusion multiple qu'ils entraînent.

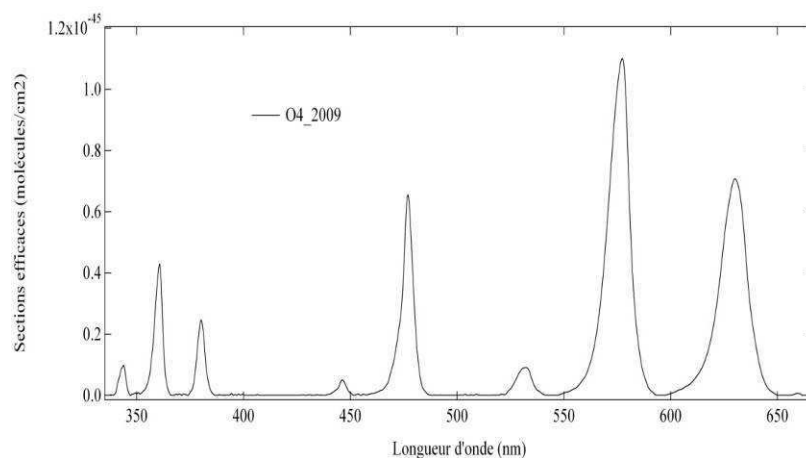


Figure 12. Sections efficaces d'O₄ de Vandaele et al. sur le domaine spectral 333-666 nm

Les sections efficaces de Vandaele et al. (2003), présentées sur la figure 12, sont utilisées pour la mesure d'O₄. Auparavant les sections de Greenblatt étaient recommandées, mais qui présentaient des sauts qui provoquaient du bruit dans nos mesures. Pour cette raison notre choix s'est porté sur ces nouvelles sections. Elles ont été obtenues à partir de la mesure de plusieurs spectres enregistrés à différentes pressions entre 333 nm et 666 nm avec une résolution de 2 cm⁻¹.

6) Le formaldéhyde (CH_2O ou H_2CO)

Pendant longtemps, les sections efficaces de Cantrell et al. (1990) étaient utilisées comme référence par la base de données HITRAN. Elles étaient mesurées à l'aide d'un spectromètre à transformée de Fourier à plusieurs températures entre 223K et 293K à une résolution de 0.011 nm. En 2000, Meller et Moortgat fournissaient de nouvelles sections, avec des intensités de raies plus élevées. De récentes mesures furent effectuées en 2010 par Chance et Orphal (2011) en tenant compte des avantages de chaque jeu de sections : une combinaison de la résolution fine et de la calibration en longueur d'onde de Cantrell avec les intensités des raies de Meller et Moortgat. Actuellement le comité de HITRAN recommande l'utilisation de ces nouvelles données.

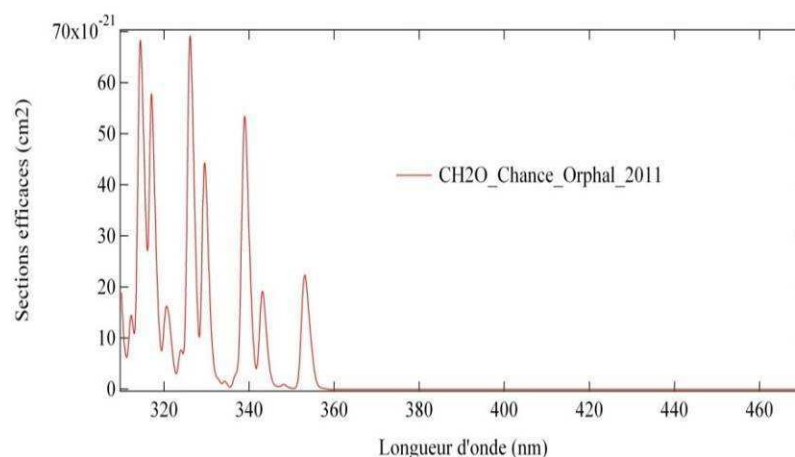


Figure 13. Sections efficaces de CH_2O (Chance et Orphal, 2011) convoluées à la résolution du mini-SAOZ UV-Visible

Sur la figure 13, les sections efficaces de CH_2O dans l'air sont convoluées à la résolution de l'instrument sur le domaine de longueurs d'onde du spectromètre.

7) Le monoxyde de brome (BrO)

BrO est un composant minoritaire stratosphérique qui intervient dans la destruction de l'ozone. Il réagit avec NO_2 pour former l'espèce réservoir BrONO_2 . Dans l'analyse spectrale de l'ancien SAOZ, les sections efficaces de Wahner (1988) étaient utilisées pour sa mesure. Depuis de nouvelles sections ont été mesurées par Wilmouth et al. (1999) puis par Fleischmann et al. (2004) à des résolutions de plus en plus fines. La figure 14 présente une

comparaison entre les différentes sections de BrO existantes actuellement (Keller-Rudek et Moortgat, 2011).

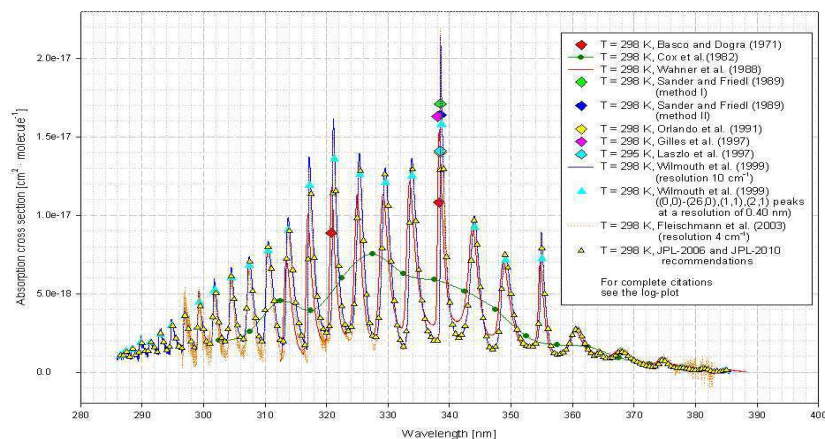


Figure 14. Comparaison des sections efficaces d'absorption du monoxyde de brome BrO de la littérature

Les sections de Fleischmann sont mesurées à cinq températures entre 203 K et 298 K à une résolution de 0.05 nm à l'aide d'un spectromètre à transformée de Fourier. On observe que les sections de Fleischmann et de Wilmouth décrivent des courbes similaires. Celles de Wahner mesurées avec une résolution de 0.4 nm montrent un décalage en longueur d'onde de quelques dixièmes de nanomètre et une amplitude de raies plus faible.

Pour notre analyse spectrale, on utilisera les sections efficaces d'absorption de Fleischmann et al. (figure 15), qui ne montrent pas de réelles différences avec les autres mais présentent une gamme de température plus intéressante pour les vols ballon.

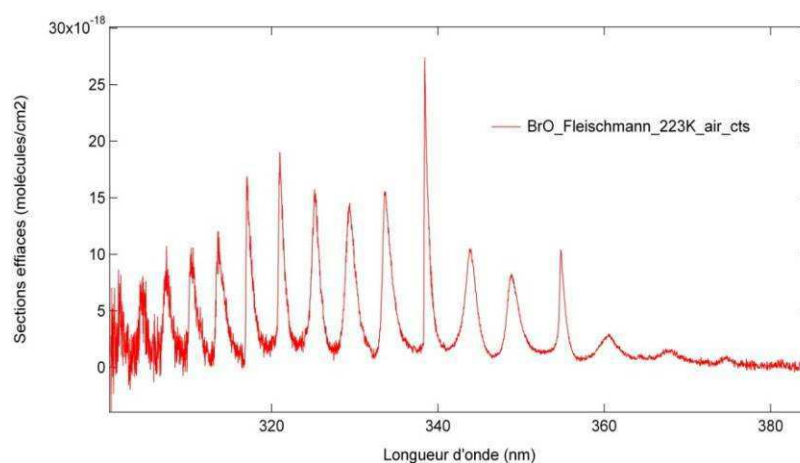


Figure 15. Sections efficaces d'absorption de BrO (Fleischmann et al., 2004) à 223 K

Sur la figure 15 les sections efficaces sont générées à pas constant entre 300 nm à 384 nm à la résolution de l'instrument pour une température de 223 K.

8) Le dioxyde de chlore (OCIO)

De la même façon que BrO, OCIO joue un rôle important dans la destruction de l'ozone pendant l'hiver polaire. Au crépuscule, sa concentration est directement liée à celle de ClO. Pendant plus de dix ans, les sections efficaces mesurées par Wahner et al. (1987) à une résolution de 0.25 nm et à plusieurs températures (204K, 296K et 378K) étaient considérées comme la référence pour la détection d'OCIO. Cependant, des erreurs de calibration en longueurs d'onde et une résolution limitée ont mené à des choix différents. De récentes sections ont été mesurées par Kromminga et al. (2003) à plusieurs températures (213K, 233K, 253K, 273K et 293K) en utilisant un FTS à haute résolution (0.01-0.02 nm). Sur la figure 16, une comparaison a été faite, comme pour BrO, avec toutes les sections efficaces d'OCIO existant actuellement (Keller-Rudek et Moortgat, 2011).

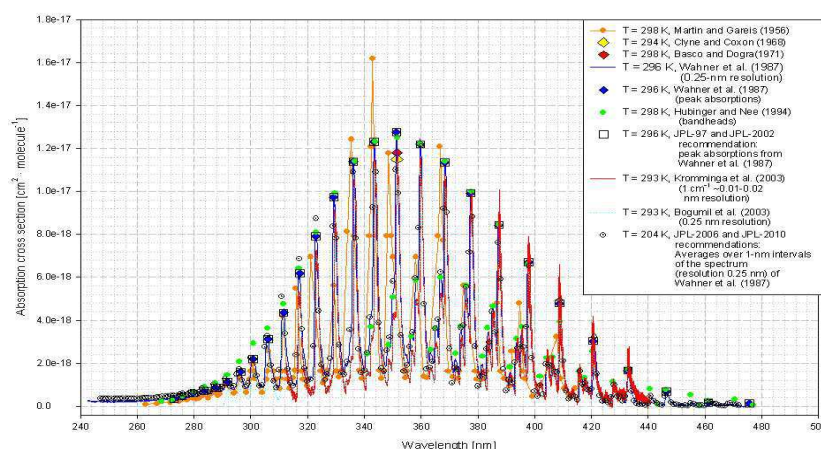


Figure 16. Comparaison des sections efficaces d'absorption d'OCIO de la littérature

Le domaine de longueurs d'onde des sections de Kromminga et al. s'étend de 312 nm à 440 nm. Cette gamme spectrale est plus étroite que celle de Wahner et al. qui commence à 245 nm jusqu'à 475 nm. Cependant, notre domaine d'analyse couvrant la gamme entre 307 nm et 475 nm et la mesure d'OCIO se faisant principalement entre 330 nm et 380 nm, le choix d'utiliser les sections efficaces d'absorption de Kromminga et al. paraît, dans ces conditions, mieux adapté pour nos mesures.

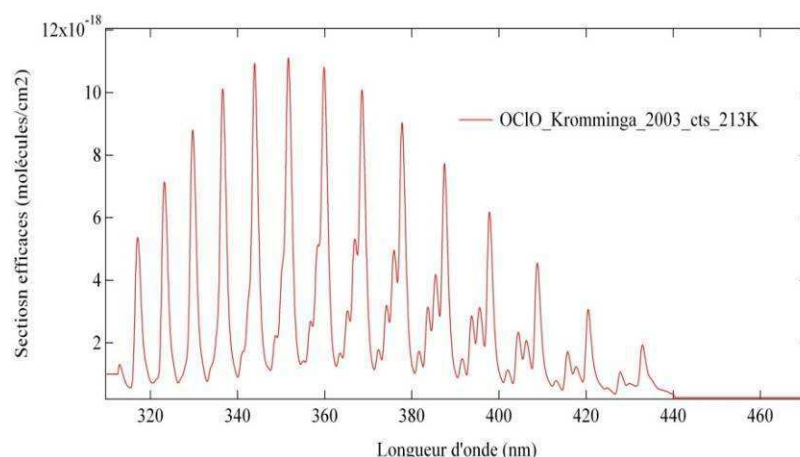


Figure 17. Sections efficaces d'OCIO de Kromminga et al. (2003) à 213 K convoluées à la résolution de l'instrument, avec un pas constant.

La figure 17 représente les sections efficaces d'OCIO convoluées à la résolution du mini-SAOZ UV-Visible sur le domaine spectral entier de l'instrument à 213K. Lors de l'analyse, la mesure ne sera faite qu'entre 330 nm et 380 nm, ce qui signifie que les coupures de sections en début et fin n'interféreront pas sur les quantités mesurées.

9) Les sections efficaces « DO3 »

Les sections efficaces d'ozone dépendent très fortement de la température. Pour des mesures à des températures intermédiaires à celles des sections existantes, des signatures spectrales vont persister dans le signal. Pour remédier à ce problème, on crée une section efficace DO3 (figure 18) en calculant la différence entre les sections de Bogumil à 223 K et à 203 K.

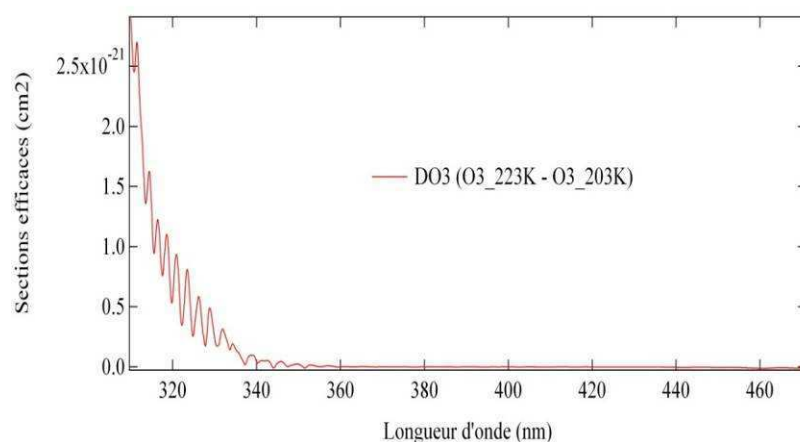


Figure 18. Sections efficaces de DO3 convoluées à la résolution de l'instrument

Cette section ne s'applique que sur le domaine de longueur d'onde des bandes de Huggins, où les variations de température influencent le plus les sections de O_3 .

10) Les sections efficaces « RING »

En théorie les diffusions élastiques (Rayleigh et Mie) ne modifient pas les structures à haute fréquence des spectres d'absorption. Normalement, on s'attend à ce que les raies de Fraunhofer du spectre de référence et du spectre mesuré aient les mêmes amplitudes. Ainsi en utilisant le rapport de spectres dans l'équation DOAS, on éliminerait les signatures de ces raies. Cependant, il a été observé (Grainger et Ring, 1962) que les raies de Fraunhofer ont une plus faible profondeur dans une lumière diffusée que dans un rayonnement solaire direct. Ce phénomène, appelé « Effet Ring », s'explique par la diffusion Raman non élastique. Des « sections efficaces » prenant en compte cet effet doivent être intégrées dans l'analyse, pour supprimer les structures de hautes fréquences encore présentes dans le rapport de signal.

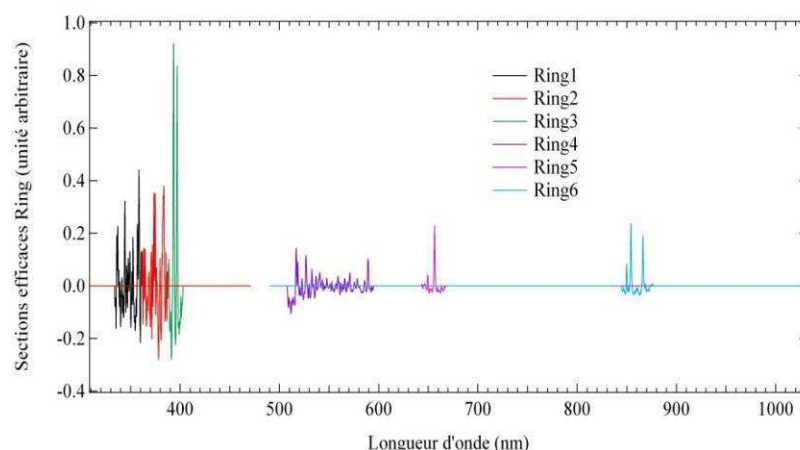


Figure 19. Sections efficaces Ring sur l'ensemble du domaine spectral de nos spectromètres

La figure 19 présente les sections efficaces contenant les signatures à haute fréquence de l'effet Ring. Elles sont obtenues par un calcul du rapport entre le spectre de référence, dont on a soustrait les basses fréquences, et lui-même pour obtenir ces sections. Ensuite on les découpe en plusieurs bandes qui contiennent des raies d'intensités différentes pour les mêmes raisons que H_2O ou O_2 .

Il est important de bien définir les sections efficaces que l'on va utiliser afin d'obtenir les meilleurs résultats dans notre analyse spectrale avec de faibles incertitudes sur nos mesures. Les découpes doivent être réalisées avec la meilleure précision pour éviter d'inclure du bruit

et d'interférer avec d'autres constituants. Les sections sont mesurées à des conditions de pression et de température les plus proches de l'environnement où l'on mesure les absorbants. Après avoir généré les sections efficaces à la résolution de l'instrument et dans les domaines spectraux qui nous concernent, on va pouvoir calculer les colonnes obliques de chaque constituant atmosphérique par le biais d'un logiciel informatique.

D. L'analyse différentielle et les colonnes obliques

Le principe de l'analyse différentielle consiste en un calcul de corrélation des moindres carrés entre le spectre d'atténuation et les sections efficaces d'absorption pour chaque constituant atmosphérique. Dans ce paragraphe nous allons présenter les étapes successives qui mènent à la mesure des colonnes obliques des espèces.

Pour chaque spectre mesuré, nous acquérons son courant d'obscurité correspondant que l'on soustrait du signal pour éliminer le bruit propre au détecteur. Le spectre est comme indiqué précédemment recalé en longueur d'onde par rapport au spectre de référence.

Le spectre d'atténuation est le logarithme du rapport du spectre recalé sur le spectre de référence. Ensuite deux sortes de filtres sont appliqués sur le spectre d'atténuation ainsi que sur les sections efficaces. Tout d'abord un filtre passe haut pour éliminer les structures à larges bandes (Rayleigh, Mie), puis un filtre passe bas pour supprimer les structures fines. Pour chaque espèce, on adapte les largeurs des filtres afin d'obtenir la plus faible incertitude sur la mesure. On parle de méthode dite « analyse différentielle ». On corrèle alors le spectre avec les sections efficaces par la méthode des moindres carrés. La pente de la droite de corrélation représente la quantité du constituant suivant la ligne de visée et l'écart type sur cette même pente est une estimation de l'erreur sur la mesure.

Chaque espèce atmosphérique absorbe le rayonnement solaire sur un domaine spectral qui lui est propre. Cependant certains absorbants présentent des intervalles en longueur d'onde qui se croiseront. Pour éliminer toute interférence entre les constituants on utilise une méthode d'analyse itérative. On commence par mesurer un premier constituant dont on soustrait la quantité sur l'ensemble du spectre. Puis on continue avec un deuxième absorbant jusqu'à ce que tous les constituants aient été mesurés. On a alors effectué la première étape. Pour la deuxième étape, on réinjecte la densité de colonne mesurée auparavant pour chaque élément afin d'affiner la mesure. L'opération est répétée le nombre de fois nécessaires pour assurer une convergence.

L'ordre dans lequel sont traités les absorbants est défini en fonction des interférences qu'ils génèrent. On commencera par les constituants qui présentent des structures fines et qui sont peu sensibles aux autres. On prendra en compte l'effet Ring en premier car il perturbe beaucoup d'autres absorbants, surtout NO₂, et est présent sur l'ensemble du spectre.

Numéro d'étape	Constituant	Domaine spectral de mesure
1, 12	Ring 1	(335:360)
2, 13	Ring 2	(363:387)
3, 14	Ring 3	(390:400)
4, 15	O ₃ UV	(330:355)
5, 16	DO ₃	(329:345)
6, 17	O ₃	(433:457)
7, 18	NO ₂	(370:390)
8, 19	OCIO	(345:390)
9, 20	O ₄	(353:370)
10, 21	BrO	(340:358)
11, 22	CH ₂ O	(340:360)

Numéro d'étape	Constituant	Domaine spectral de mesure
1, 5, 19, 33	Ring 4	(515:538)
2, 6, 20, 34	Ring 5	(645:660)
3, 7, 21, 35	Ring 6	(848:870)
4	O ₃ étroit	(515:541)
8, 22, 36	O ₂ V1	(625:634)
9, 23, 37	O ₂ V2	(685:692)
10, 24, 38	O ₂ V3	(755:770)
11, 25, 39	O ₂ V4	(850:880)
12, 26, 40	O ₄	(560:586)
13, 27, 41	H ₂ O_1	(537:550)
14, 28, 42	H ₂ O_2	(584:600), (635:670)
15, 29, 43	H ₂ O_3	(710:740), (805:840)
16, 30, 44	H ₂ O_4	(930:960)
17, 31, 45	NO ₂	(512:539), (549:565)
18, 32, 46	O ₃	(515:620)

Table 1. Etapes de mesures des constituants et domaines spectraux dans l'UV-Visible (à gauche) et dans le visible-proche Infrarouge (à droite)

Dans la table 1, les numéros d'étape de chaque constituant sont définis, aussi bien dans l'UV (à gauche) que dans le visible (à droite). Certains domaines sont divisés en deux pour limiter les interférences avec d'autres composants.

La difficulté réside dans l'ajustement du domaine spectral de mesure. Si l'intervalle est trop large, on aura des interférences avec les autres composants, si par contre il est trop réduit, la quantité mesurée pourra être biaisée car toute la section ne sera pas prise en compte.

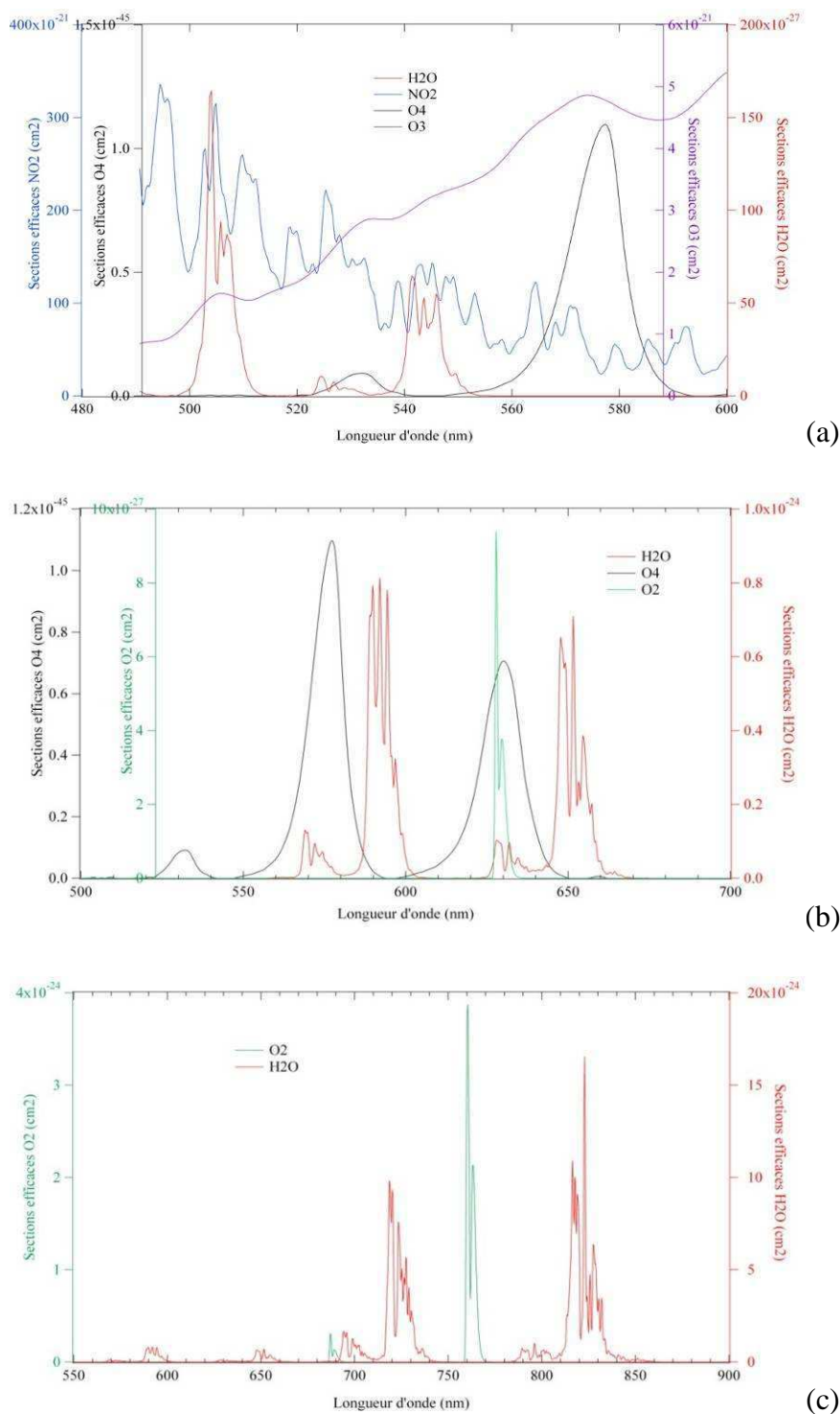


Figure 20. Sections efficaces des espèces mesurées sur plusieurs intervalles de longueurs d'onde mettant en évidence les interférences entre H₂O, O₄, O₃ et NO₂ (a) sur l'intervalle 480-600 nm, entre H₂O, O₄ et O₂ (b) sur l'intervalle 500-700 nm et entre O₂ et H₂O (c) sur l'intervalle 550-900 nm

Certaines sections efficaces ont des domaines de longueur d'onde qui couvrent les mêmes intervalles (figure 20). Les raies de la vapeur d'eau s'étendent sur de larges intervalles, de la

même façon qu'O₄. Elles créent de fortes interférences avec les autres constituants. Les limites des domaines de mesures sont donc déterminantes pour mesurer les composants avec la plus faible incertitude. Mais il n'est pas toujours évident de séparer correctement les domaines de chaque espèce sans prendre en compte un autre composant. Les raies peuvent présenter des structures étroites comme O₂ et NO₂ ou à larges bandes comme O₄, H₂O et O₃. La détermination de la valeur des filtres va pouvoir alors permettre de distinguer les absorbants.

Ils se définissent de façon à obtenir une erreur minimale sur la mesure tout en conservant une quantité maximale du composant. Une modification sur le filtre d'un constituant peut modifier la mesure de la densité de colonne sur un autre. Les interactions entre les composants sont très fortes dans l'analyse, que ce soit au niveau des limites des domaines, dans l'ordre des étapes ou même dans la définition des filtres.

A la suite de la corrélation des moindres carrés pour chaque espèce, en ayant défini tous les paramètres (domaine spectral et filtres) avec précision, un spectre résiduel subsiste (figure 21).

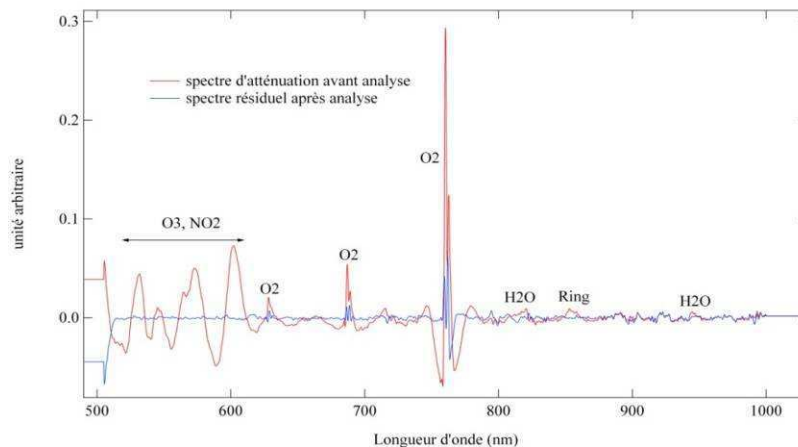


Figure 21. Spectre d'atténuation avant analyse (rouge) et spectre résiduel après l'analyse (bleu) avec mise en évidence des raies d'absorption des espèces étudiées pour un spectromètre Visible-proche Infrarouge

Le résultat d'un spectre d'atténuation, dont les espèces absorbantes ont été correctement soustraites, est un spectre résiduel de faible amplitude. Si les raies sont bien mesurées les pics sont sensés disparaître. Cependant des saturations de raies peuvent gêner dans la mesure. Par exemple les raies de l'ozone sont correctement mesurées et supprimées du spectre d'atténuation alors que la raie de l'oxygène à 760 nm sature et laisse un pic résiduel encore

important. Des coefficients de correction de saturation seront par la suite appliqués dans ces cas précis. Il peut également subsister des pics résiduels qui peuvent mettre en évidence l'existence d'espèces ou de défauts inconnus.

Toute cette analyse est réalisée à l'aide d'un logiciel informatique, appelé SAM, développé au LATMOS.

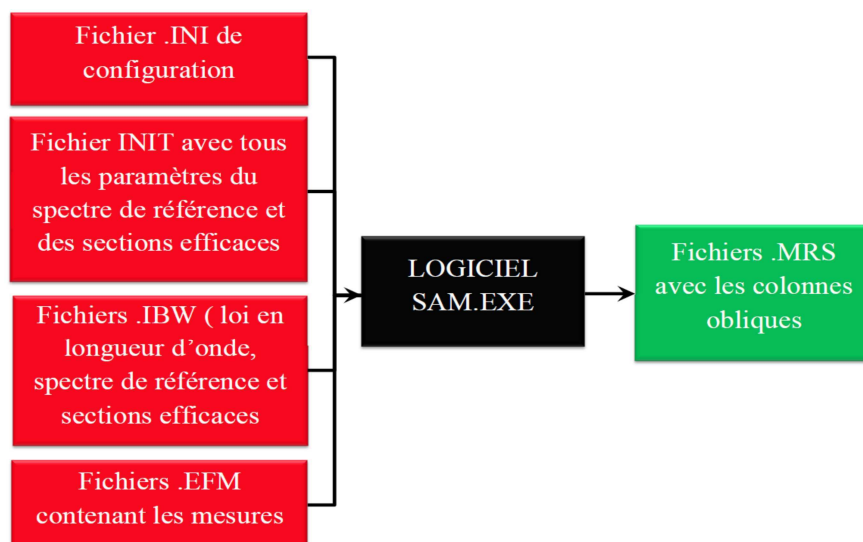


Figure 22. Fonctionnement du logiciel SAM avec les entrées en rouge et les sorties en vert.

La figure 22 présente les paramètres d'entrée (en rouge) et de sortie (en vert) du logiciel. Le fichier « .INI » est un fichier contenant les paramètres de configuration du logiciel. Le fichier « INIT » contient les valeurs des filtres, déterminés par l'utilisateur pour toutes les espèces mais aussi les domaines spectraux de mesure et de soustraction de la quantité. Les fichiers « .IBW » sont les sections efficaces générées à la résolution de l'instrument ainsi que la loi en longueur d'onde et le spectre de référence recalé. Les fichiers « .EFM » sont les données du vol contenant la date, les positions GPS, la valeur de l'angle zénithal, les températures, le temps de cycle et les valeurs du spectre mesuré au même instant.

Les fichiers « .MRS » sont les fichiers de sortie contenant toutes les densités de colonne des espèces et leurs erreurs sur la mesure. Ils reprennent aussi les paramètres de mesure déjà présents dans les fichiers .EFM. On obtient aussi des intensités de flux aux longueurs d'onde qui nous intéressent et le décalage moyen du spectre mesuré par rapport au spectre de référence.

Les profils de colonnes obliques sont ensuite traités pour chaque vol. Une des premières étapes de ce traitement consiste à éliminer les spectres saturés qui apparaissent lors des mesures. La saturation d'un spectre unitaire apparaît quand la réponse du détecteur n'est plus linéaire (voir chapitre 4.III. linéarité du détecteur). Si le temps de pose est trop long suite à un problème de calibration, le flux solaire entrant sera trop important. Le capteur CCD n'a qu'une capacité limitée en terme de nombres d'électrons qu'il est susceptible de stocker. Quand ce nombre maximal d'électrons est atteint, le spectre de sortie est saturé.

Le tri des spectres saturés est effectué sur le flux à 600 nm, où l'intensité est la plus élevée. Le flux à 600 nm en sortie est un flux total sommé sur l'ensemble des spectres acquis au cours d'un cycle. Pour obtenir un flux moyen unitaire, on divise le flux total par le nombre de sommations. Pour éliminer les spectres saturés on supprime tous ceux dont le flux est supérieur à la valeur seuil de saturation, définie à 12000 coups.

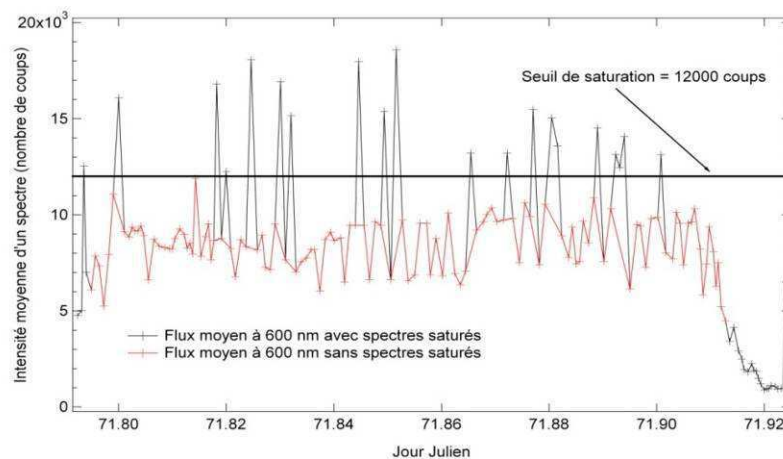


Figure 23. Flux moyens de spectres à 600 nm (spectromètre Visible-proche Infrarouge) avant le tri (courbe noire) et après le tri des spectres saturés (courbe rouge)

La figure 23 montre qu'il existe de nombreux spectres saturés durant un vol qui ne peuvent être analysés. Les premiers spectres sont supprimés étant acquis au moment du lâcher du ballon et les derniers montrent une chute importante du flux indiquant le coucher du soleil. Cette sélection des spectres correcte est indispensable avant l'exploitation des données.

L'étape suivante consiste à séparer les données de l'ascension de celles de l'occultation car l'inversion des colonnes n'est pas la même suivant l'angle zénithal. En effet, pour un $SZA > 90^\circ$ on a la réfraction du rayonnement solaire par les couches de l'atmosphère intervient dans le calcul des profils verticaux.

Une fois toutes ces étapes de l'analyse spectrale réalisées, la procédure qui suit est l'inversion des profils par la méthode d'inversion.

V. LA METHODE D'INVERSION

Dans le paragraphe précédent, nous avons décrit la méthode de l'analyse différentielle menant à l'obtention des colonnes obliques, traitées des spectres saturées. L'étape suivante est l'inversion par la méthode dite de « pelure d'oignon » de ces colonnes afin d'obtenir les profils verticaux de concentration des espèces. Le principe est de calculer la concentration d'une espèce dans chaque couche au point tangent à partir de la densité de colonne mesurée et en soustrayant la contribution des couches supérieures à partir des concentrations déjà mesurées. L'algorithme d'inversion était déjà existant. Il a fallu adapter les différentes procédures utilisées aux nouveaux paramètres des spectromètres.

A. La méthode d'inversion dite de « pelure d'oignon »

L'hypothèse de base est la symétrie sphérique des couches de l'atmosphère, ce qui signifie que chaque couche est homogène en concentration sur son épaisseur et sur la distance de ligne de visée. On découpe l'atmosphère en couches concentriques de 1 km d'épaisseur, ce qui correspond à la largeur à mi-hauteur de la distribution de lumière du disque solaire.

Pour chaque couche on calcule la longueur du trajet optique qui dépend de l'angle zénithal et de l'altitude du ballon en prenant en compte la réfraction des rayons solaires qui intervient à partir de $SZA > 90^\circ$. Les rayons réfractés auront une courbure plus importante et le trajet optique sera alors rallongé. Pour cela il faut distinguer les mesures faites pendant la montée avec un SZA inférieur à 90° , peu sensibles à la réfraction, et celles pendant l'occultation avec un SZA supérieur à 90° .

En premier lieu on estime pour chaque constituant la colonne oblique persistant dans le spectre de référence, que l'on appelle résidu. La procédure consiste à normaliser la concentration de l'espèce mesurée à la montée immédiatement avant l'arrivée du ballon au plafond et celle mesurée au tout début de l'occultation sous un angle zénithal plus grand.

La première étape consiste à estimer la colonne au-dessus du point tangent le plus élevé et 66 km, au-delà duquel la concentration de l'espèce est considérée comme négligeable. Pour cela on prend un profil vertical climatologique. On peut ainsi en déduire un facteur de normalisation entre la densité de colonne à l'altitude du premier point tangent et celle

mesurée. On multiplie la concentration du profil climatologique à l'altitude tangente concernée par ce facteur pour obtenir celle du premier point tangent du profil vertical.

Les concentrations dans chaque couche sont ensuite calculées en commençant par l'altitude tangente la plus élevée suivant la formule :

$$Conc(i) = \frac{Q_{mes}(i) - [\sum_{j=i+1}^{66} Conc(j) \times L(j,i) + \sum_{j=i+1}^{alt\ ballon} Conc(j) \times L(j,i)]}{L(i)}$$

où $Q_{mes}(i)$ est la colonne oblique dans la couche i , $Conc(j)$ les concentrations dans les couches supérieures, entre $j=i+1$ l'altitude tangente et 66 km, et entre l'altitude tangente et l'altitude du ballon. $L(j,i)$ représente le trajet optique dans les couches supérieures, alors que $L(i)$ désigne le trajet optique dans la couche i concernée.

L'erreur sur la concentration se propage vers les basses altitudes au cours de l'inversion. Elle est calculée à partir de l'erreur aléatoire sur la mesure de la colonne oblique. Pour une couche atmosphérique i , on somme les erreurs R_{mes} des couches i et $i+1$ en suivant l'équation :

$$R_{conc}(i) = \frac{R_{mes}(i) + R_{mes}(i+1)}{L(i)}$$

Au point tangent le plus haut en altitude on considère une erreur nulle.

L'algorithme d'inversion utilisé pour le calcul des profils verticaux suit le schéma suivant :

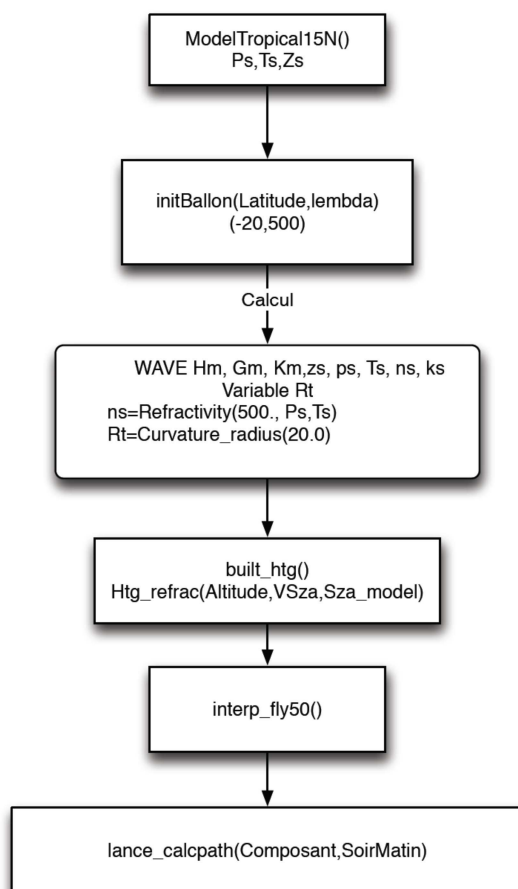


Figure 24. Schéma de l'algorithme d'inversion pour un vol au Brésil avec un spectromètre visible-proche Infrarouge

Les différentes procédures représentées sur la figure 24 sont détaillées dans les paragraphes suivants.

B. Le modèle de référence

L'indice de réfraction de l'air dépend de la température et de la pression atmosphériques. Les profils standards atmosphériques sont tirés du Handbook of Geophysics and Space Environments (Valley et al., 1965). Les modèles sont définis pour plusieurs latitudes et saisons. Pour Kiruna le modèle subarctique à 60 °N en janvier est pris comme référence et pour le Brésil ce sera celui du modèle tropical à 15°N. Le calcul de la température et de la pression standard sur 100 km d'altitude est effectué dans la procédure « ModelTropical15N » de la figure 24.

C. L'indice de réfraction et le rayon de la Terre

La réfraction atmosphérique entraîne une déviation des rayons solaires le long du chemin optique. Cet effet est le résultat des variations de l'indice de réfraction qui dépend des conditions de température et de pression. Le calcul de l'indice de réfraction de l'air sec à $P_s=1013,25$ hPa et $T_s=288.15$ K est défini par la relation d'Edlen pour une longueur d'onde donnée.

Pour d'autres conditions de pression et température l'indice de réfraction est donné par :

$$n - 1 = \frac{P \cdot T_s}{P_s \cdot T} \cdot (n_s - 1)$$

où P_s et T_s les conditions de pression et température de référence et P et T celles du profil de l'atmosphère au niveau d'altitude étudiée.

Le rayon terrestre dépend de la latitude. On se base sur le système géodésique WGS 84. Le calcul du rayon repose sur l'équation :

$$R_t = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2(\text{latitude})}}$$

Avec $a=6378.136$ km, le rayon de la Terre à l'équateur (système géodésique), $e=0.0818192$ l'excentricité et la latitude en radian.

Ces deux paramètres sont calculés dans la procédure Initballon avec comme entrées la latitude concernée ainsi que la longueur d'onde centrale du spectre étudié.

D. L'altitude tangente

L'altitude tangente est définie comme étant la plus petite distance entre la surface terrestre et la ligne de visée. Lorsque le SZA est inférieur à 90° , il s'agit de l'altitude du ballon. Par contre, lors de l'occultation, un calcul s'impose.

On utilise la relation :

$$\text{altitude tangente} = (R_t + \text{alt}_{\text{ballon}}) \times \cos \left[(SZA - 90) \times \left(\frac{\pi}{180} \right) \right] - R_t$$

Avec R_t le rayon terrestre en km, $\text{alt}_{\text{ballon}}$ l'altitude du ballon en km et SZA l'angle zénithal en degrés.

E. Le parcours optique

A partir de l'indice de réfraction, les parcours optiques sont calculés selon des pas élémentaires de 100 mètres entre le point tangent et le ballon, et de 500 mètres entre le point tangent et l'infini. Les parcours élémentaires sont ensuite sommés pour obtenir un trajet global et un angle zénithal apparent. A partir de ce dernier, il est possible de recalculer la hauteur tangente corrigée de la réfraction, qui représentera l'altitude des profils inversés. Elle est calculée pour chaque couche atmosphérique d'1 km d'épaisseur. Les colonnes obliques et les erreurs associées sont ensuite interpolées pour chaque kilomètre. Enfin les calculs d'inversion sont effectués de la même façon que présentés dans la méthode (voir paragraphe « La méthode d'inversion dite de pelure d'oignon ») pour chaque couche atmosphérique.

F. Cas de l'inversion à la montée

A la montée, le SZA est inférieur à 90° , ce qui n'implique pas de correction de réfraction du trajet optique. L'altitude tangente est équivalente à l'altitude réelle du ballon. Cependant l'algorithme d'inversion, pour ce cas, ne fait pas intervenir la méthode de « raytracing », vue auparavant, pour le calcul du parcours optique. Des matrices de parcours utilisant un modèle numérique de calcul de trajectoire des rayons lumineux (Denis, 1999) sont utilisées comme référence. Pour un angle zénithal et une altitude donnés, correspond un parcours optique. Sachant que les profils sont suréchantillonnés par rapport à la résolution de 1 km du découpage des couches atmosphériques, les colonnes obliques et les erreurs subissent un lissage en SZA sur le diamètre solaire avant d'être inversées. La méthode d'inversion reste cependant la même dans les calculs de concentrations et d'erreurs.

VI. BILAN DES ERREURS

A. Les erreurs aléatoires

1) Le courant d'obscurité

Le courant d'obscurité correspond au signal obtenu par simple agitation thermique quand aucune source lumineuse n'atteint le détecteur. La mesure du courant d'obscurité représente une source d'erreurs aléatoires. Il est possible de quantifier cette erreur grâce aux données acquises au cours des tests thermiques. Afin de représenter au mieux tous les cas de figures

que nous avons rencontrés au cours des vols du mini-SAOZ, une analyse est faite sur les courants d'obscurité à température faible et élevée (- 15°C, + 5°C, + 35°C) avec des temps de pose courts et longs (100 ms, 1000 ms, 2000 ms).

Le calcul de l'erreur relative sur les courants d'obscurité suit la formule suivante :

$$erreur\ relative = \frac{|DC_i - \overline{DC}|}{DC_i} \times 100$$

où DC_i est l'intensité moyenne de chaque courant d'obscurité et \overline{DC} la moyenne de tous les DC_i .

La figure 25 représente les erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité à 35 °C pour des temps de pose allant de 100 ms à 2 s. Pour chaque mesure, 10 spectres furent sommés.

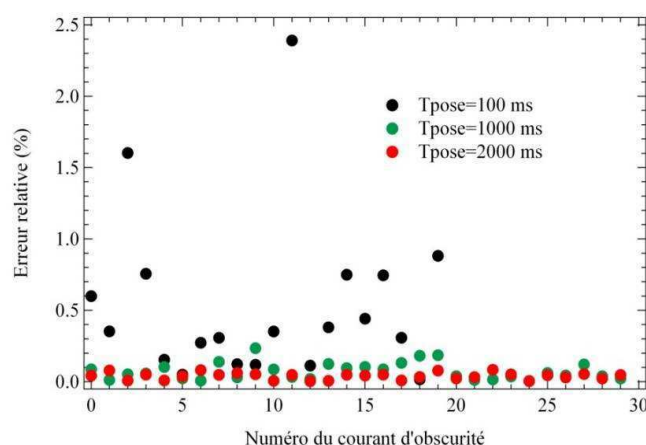


Figure 25. Erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité à 35°C pour des temps de pose de 100 ms, 1 s et 2 s

Les erreurs relatives sur les mesures des courants d'obscurité présentent une dépendance avec le temps de pose. La table 2 présente la moyenne et l'écart-type de ces erreurs pour chaque temps de pose.

Temps de pose (ms)	Moyenne (%)	Ecart-type (%)	Erreur maximale (%)
100	0.535	0.575	2.391
1000	0.072	0.059	0.234
2000	0.038	0.024	0.083

Table 2. Moyennes, écart-types et valeurs maximales des erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité en fonction du temps de pose

Dans le cas d'un temps de pose long, les erreurs relatives sont quasi nulles. Ceci implique que pour des temps de pose élevés la précision sur la mesure du courant d'obscurité est meilleure et que l'erreur aléatoire est réduite.

Les erreurs aléatoires peuvent également dépendre de la température. La figure 26 montre les erreurs relatives sur les moyennes des courants d'obscurité pour un temps de pose de 2 s à des températures de -15°C , $+5^{\circ}\text{C}$ et $+35^{\circ}\text{C}$.

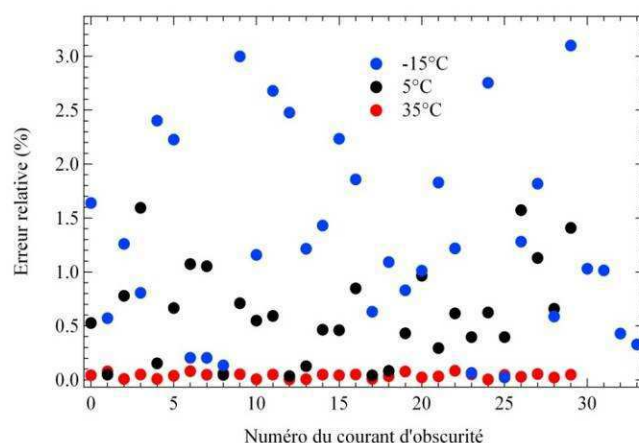


Figure 26. Erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité pour un temps de pose de 2 s à des températures de -15°C , $+5^{\circ}\text{C}$ et $+35^{\circ}\text{C}$

De la même façon que pour la figure précédente, il apparaît une forte dépendance avec la température. La table 3 présente les données statistiques sur ces erreurs relatives.

Température ($^{\circ}\text{C}$)	Moyenne (%)	Ecart-type (%)	Erreur maximale (%)
- 15	1.309	0.893	3.098
+ 5	0.611	0.444	1.594
+ 35	0.039	0.024	0.083

Table 3. Moyennes, écart-types et valeurs maximales des erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité en fonction de la température

Les erreurs aléatoires à -15°C sont plus élevées avec une dispersion plus grande que pour une température de $+35^{\circ}\text{C}$.

L'étude statistique des courants d'obscurité mettent en évidence des erreurs aléatoires plus faibles pour des courants d'obscurité acquis à une température et un temps de pose élevés.

2) Les mesures

Les erreurs aléatoires sur les profils verticaux englobent plusieurs facteurs tels que les fluctuations de transmission de l'ensemble spectromètre-détecteur et le bruit de la chaîne électronique d'acquisition et de numérisation du signal (Denis, 1999). Elles sont traduites dans l'inversion comme les erreurs sur la concentration.

B. Les erreurs systématiques

Les erreurs systématiques englobent plusieurs paramètres :

- Les erreurs sur les sections efficaces
- Les erreurs sur le temps de mesure du GPS

La précision du temps donné par le GPS est de ± 350 ns.

- Les erreurs sur les données GPS

Selon le document technique du GPS Trimble, la précision de l'altitude est inférieure à 8 m pour 90 % des mesures acquises. La précision sur la composante horizontale est inférieure 5 m pour 90 % des données.

- Les erreurs sur l'estimation de la quantité résiduelle du spectre de référence

VII. CONCLUSION

Pendant ces trois dernières années l'analyse spectrale a dû être adaptée à la nouvelle technologie des spectromètres. Les résolutions des instruments ont changé entraînant la génération de nouvelles sections efficaces à cette même résolution. Les domaines spectraux ont évolué, plus ou moins étendus selon le spectromètre, et les sections efficaces ont dû être convoluées sur les mêmes intervalles. Ce qui implique, par exemple pour la vapeur d'eau ou le dioxygène, l'apparition de nouvelles bandes d'absorption dans les grandes longueurs d'onde qu'il faut inclure dans les algorithmes de calculs. Le calage en longueur d'onde a nécessité l'intervention de nouvelles raies de Fraunhofer décrites dans la littérature.

L'inversion par pelure d'oignon reste la même seulement le trajet optique réfracté est obtenu par une méthode de « raytracing ». Son calcul sur des distances élémentaires, sans l'utilisation

de matrices d'angles réfractés déjà définis par les modèles, rend cette méthode plus précise qu'auparavant.

CHAPITRE 3 : LA SONDE MINI-SAOZ

I. INTRODUCTION

Le principe de la sonde SAOZ-ballon a été développé par Pommereau et Piquard en 1994. Le système composé d'un spectromètre placé au sein d'un caisson a permis de nombreux vols depuis le premier lancement en 1991 et des avancées dans la compréhension des processus chimiques stratosphériques. Depuis 2009, une nouvelle génération de spectromètres est apparue, plus compacts et plus légers et la sonde a dû être adaptée à cette technologie pour un encombrement et un poids plus faibles. Une nouvelle définition du caisson a été définie avec à son bord de nouveaux composants appropriés à cette configuration.

Dans ce chapitre nous décrirons la sonde mini-SAOZ-ballon de façon globale, puis de façon plus détaillée les éléments qui la composent, pour finir par une explication sur le fonctionnement de cette dernière.

II. DESCRIPTION

La sonde mini-SAOZ-ballon conçue en 2011 est présentée sur la figure 27.

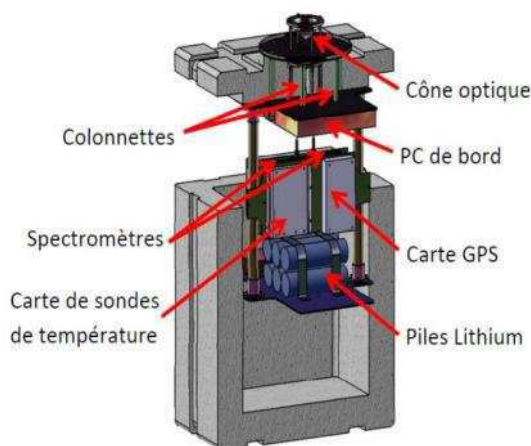


Figure 27. Schéma de la sonde mini-SAOZ-ballon de 2011

Le caisson est fait de polyuréthane, matériau amortissant les chocs lors du lâcher et de l'atterrissage de la nacelle et offrant une protection thermique à toute l'électronique, sensible aux températures extrêmes. Ses dimensions de 42x44x46 cm sont deux fois plus petites que l'ancien caisson SAOZ. Ce nouveau design offre un caisson beaucoup plus léger de 12 kg,

plus compact et plus maniable sous petits ballons. Ce nouveau caisson comporte un unique compartiment, offrant la possibilité d'accueillir deux spectromètres tout en favorisant de bons échanges de chaleur. Il se compose d'une partie externe, le système optique, et d'une partie interne comprenant les spectromètres, l'ordinateur de bord, la carte d'acquisition GPS, les sondes de température, les cartes d'alimentation et les piles Lithium.

III. LE SPECTROMETRE

La nouvelle génération de spectromètre AVANTES présente des dimensions réduites de 175x110x44 mm et un poids de 716 g à 855 g suivant les modèles. Le spectromètre est de type Czerny-Turner symétrique, avec une distance focale de 75 mm et est relié à la tête optique par une fibre optique.

Le spectromètre ainsi que son montage sont représentés sur la figure 28.

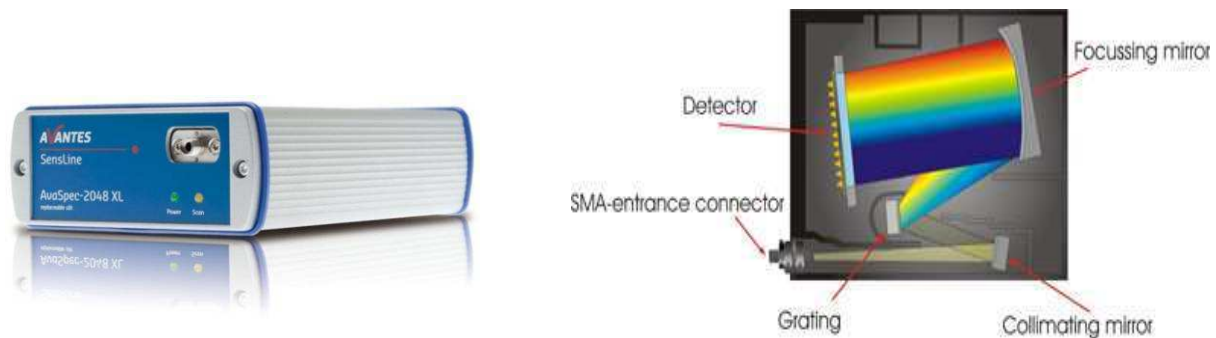


Figure 28. Photo (à gauche) et configuration (à droite) du spectromètre mini-SAOZ (AVANTES)

Les différents éléments composant le spectromètre sont les suivants :

- Une fente d'entrée d'une largeur de 10x1000 μm à 200x1000 μm , suivant la résolution spectrale que l'on souhaite.
- Deux miroirs: le premier à l'entrée permettant de collimater le rayonnement solaire en renvoyant les rayons lumineux parallèles sur le réseau plan, et le second permettant la focalisation du rayonnement sur le détecteur.
- Un réseau plan dévie le rayonnement lumineux par diffraction dans une direction dépendante de la longueur d'onde. Il est constitué de traits parallèles et équidistants définis par l'utilisateur, et est blazé autour d'une longueur d'onde donnée, où l'intensité du signal sera maximale.

La figure 29 montre les différentes efficacités d'un réseau de 600 lignes/mm suivant la longueur d'onde à laquelle il est blazé.

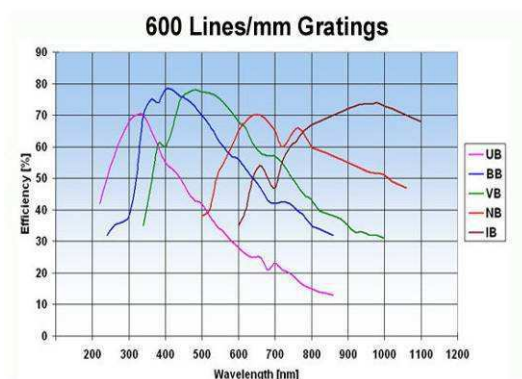


Figure 29. Efficacités d'un réseau plan de 600 lignes/mm blazé à différentes longueurs d'onde (UB = 300 nm, BB = 400 nm, VB = 500 nm, NB = 750 nm et IB = 1000 nm) (AVANTES)

- Un détecteur CCD (Charge-Coupled Device) Hamamatsu avec une surface active de 2048 pixels x 14 lignes pour les trois premiers spectromètres. Pour la campagne TRO-pico, de nouveaux spectromètres avec une surface de 2048x16 pixels ont été utilisés. Ce changement est dû à une production de spectromètres nouvelle génération (Avaspec SensLine) par AVANTES qui débuta en janvier 2011. Ces derniers présentent une meilleure efficacité quantique de 60 % entre 200 et 300 nm contre 35-65 % pour les précédents.

Pour chaque spectre de 2048 pixels, on obtient une moyenne sur 14 ou 16 lignes, optimisant ainsi le signal et réduisant le bruit électronique.

La figure 30 représente la sensibilité relative des différents détecteurs disponibles.

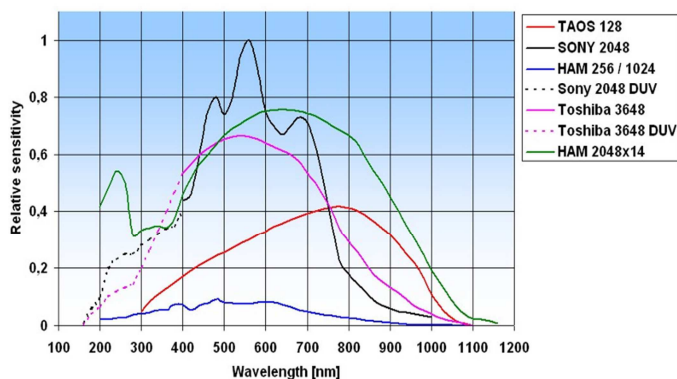


Figure 30. Sensibilité relative des différents détecteurs proposés par AVANTES en fonction de la longueur d'onde (AVANTES)

La sensibilité d'un détecteur est sa capacité à transmettre un signal électrique pour un éclairement minimum. Il est indispensable de définir le domaine spectral dans lequel les mesures des espèces seront faites. En effet, le détecteur SONY 2048 aura une meilleure sensibilité entre 450 nm et 600 nm comparé au HAMAMATSU 2048x14. Cependant, les constituants atmosphériques étudiés sont mesurés aussi dans l'UV que dans le proche infrarouge. Pour cette raison, le choix du détecteur HAMAMATSU 2048x14 est idéal avec une sensibilité élevée sur un domaine spectral étendu de 200 à 1000 nm.

La résolution théorique du spectromètre est définie par la largeur de la fente d'entrée et le nombre de lignes du réseau plan. Plus la fente est étroite et le nombre de lignes élevé, meilleure est la résolution. Cette dernière est donnée à titre d'information par le constructeur.

A l'avant du spectromètre est monté un obturateur, destiné à la mesure du courant d'obscurité, acquis et soustrait à chaque spectre mesuré.

IV. LA FIBRE OPTIQUE ET LA TETE OPTIQUE

L'utilisation d'une fibre optique dans le système instrumental du mini SAOZ est une innovation. Elle permet une plus grande liberté dans le montage de l'instrument ainsi qu'une lumière homogène sans l'ajout de diffuseurs utilisés dans la version passée (Pundt, 1997). Le principe consiste à transmettre le rayon lumineux à travers la fibre par réflexions successives. Elle se compose de plusieurs éléments (figure 31) : le cœur avec une épaisseur variant de 50 μm à 1 mm, fait de silice permettant une faible absorption du rayonnement solaire ; la gaine faite à partir d'un matériau ayant la particularité d'avoir un indice de réfraction plus faible que le noyau ; et enfin une protection autour de l'ensemble pour pallier sa fragilité.

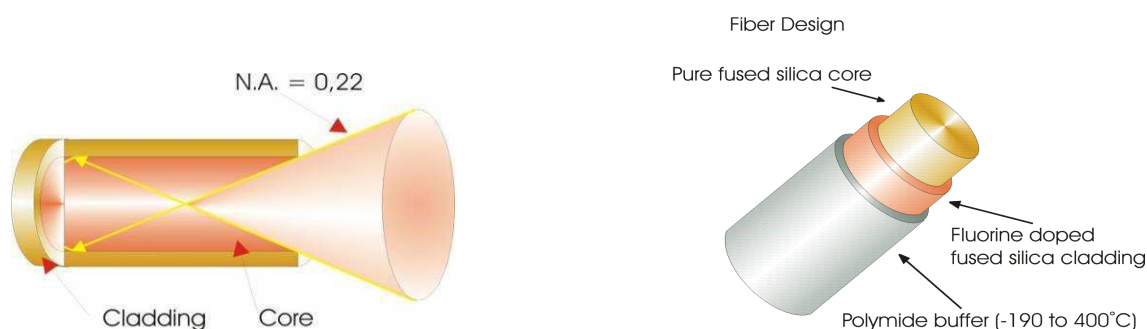


Figure 31. Schéma du cône d'acceptance de la fibre optique (à gauche) et des différentes parties de la fibre (à droite) (AVANTES)

La fibre optique est caractérisée par son ouverture correspondant au cône d'acceptance du rayonnement solaire à l'entrée de la fibre. Dans le cas des spectromètres AVANTES elle est égale à 0,22.

Ainsi on définit un champ de vue d'après la relation :

$$O.N. = \sin(\theta) = \sqrt{n_c^2 - n_g^2}$$

Avec O.N. l'ouverture, θ l'angle d'incidence, n_c l'indice de réfraction du cœur et n_g l'indice de réfraction de la gaine. L'angle d'incidence correspondant à l'ouverture numérique 0.22 est de 12.7° . Pour qu'un rayon lumineux entre dans la fibre il devra avoir un angle d'incidence dans le cône d'acceptance.

La fibre optique est reliée à la tête optique comme présentée sur la figure 32.

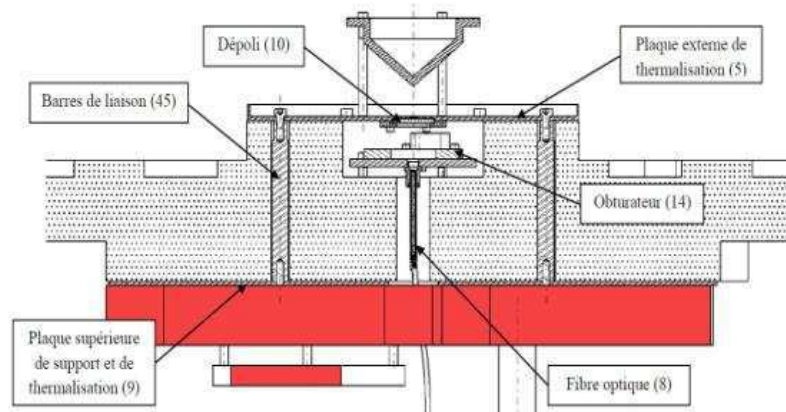


Figure 32. Dessin technique de la tête optique

La tête optique se compose d'un cône d'entrée, d'un dépôli et d'un diaphragme percé dans une plaque externe de thermalisation, sous laquelle se trouvent l'obturateur et l'entrée de la fibre. L'incidence du rayonnement solaire sur le cône optique doit être comprise entre -6° et 15° par rapport à l'horizon. Cependant il est possible d'avoir des angles plus élevés.

Le cône optique, de 6 cm de diamètre, a été conçu avec des dimensions réduites par rapport à la version SAOZ-ballon (Pundt, 1997). Il est fixé à la plaque de thermalisation par quatre colonnettes de 5 mm d'épaisseur, placées de façon équidistante à 3.5 cm de son axe de symétrie (figure 33). Il permet de collimater la lumière incidente vers l'entrée de la fibre optique placée sous son axe.

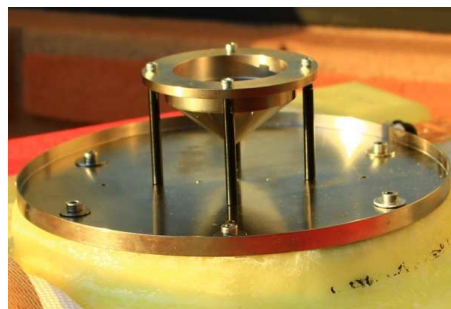
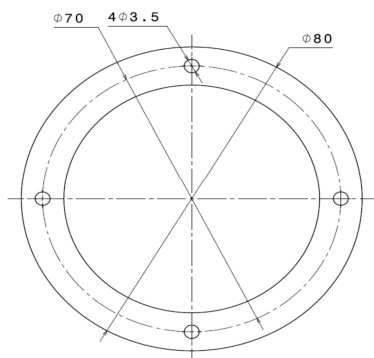


Figure 33. Vue du dessus du cône optique (à gauche) et photo du système optique (à droite)

La plaque de thermalisation est reliée à celle placée à l'intérieur du caisson, par deux barres en aluminium, et permettent d'évacuer la chaleur émise par les composants électroniques.

Le diaphragme, centré sur l'axe optique, permet de limiter l'intensité du faisceau lumineux incident. Le dépoli, quant à lui, uniformise le faisceau lumineux à l'entrée de la fibre.

L'obturateur est placé entre le dépoli et l'entrée de la fibre optique. Il est fixé sur une platine et relié mécaniquement et thermiquement à la plaque supérieure de thermalisation. Il est l'élément le plus exposé aux températures extrêmes.

V. L'ELECTRONIQUE DE BORD

L'électronique de la sonde se compose de :

- l'ordinateur de bord, élément central, doté d'un microprocesseur qui assure la gestion du système. Il permet, grâce à un logiciel, l'acquisition des spectres et courants d'obscurité, le contrôle de l'obturateur en position ouvert/fermé, ainsi que l'enregistrement des données dans des fichiers « .EFM » ;
- piles Lithium fournissant l'énergie nécessaire aux différents éléments du caisson. Elles assurent une autonomie de la sonde d'au moins 8H et sont fixées sur la plaque inférieure du caisson pour un poids d'environ 2 kg ;
- cartes d'alimentation permettant de convertir la tension de sortie des piles en 12V, nécessaire au fonctionnement du spectromètre.
- un bus plug and play, comprenant des entrées et sorties thermocouples, relié au PC de bord, permettant l'acquisition des températures à l'aide de sondes placées sur différents éléments du caisson (ordinateur de bord, carte d'alimentations, plaques de thermalisation, spectromètre, obturateur, piles).
- un GPS Trimble fournissant la date, l'heure, l'altitude et la position de la sonde ;

- et une carte mémoire Flash permettant la sauvegarde des données dans le cas où la mémoire de l'ordinateur est pleine.

Les spectromètres sont alimentés par les piles et reliés à l'ordinateur de bord par USB2.

VI. FONCTIONNEMENT

Avant toute acquisition de spectres, les appareils électroniques sont mis sous tension en les branchant à l'aide d'un connecteur externe. Les mesures commencent seulement quand l'ordinateur de bord s'est correctement allumé et que le logiciel d'acquisition démarre.

Tout d'abord, l'obturateur est placé en position ouverte pour l'acquisition du spectre solaire. La première étape est la calibration du temps de pose optimal dans le but d'obtenir le maximum d'éclairement sur le détecteur. Il suit une loi logarithmique pouvant prendre des valeurs comprises entre 100 ms et 27 s. Quand ce dernier est déterminé, N spectres sont acquis avec un temps de pose identique, N étant le nombre de sommations.

Le temps de cycle maximal est déterminé comme étant le temps de mesure des N spectres, soit :

$$\text{temps de cycle} = N * \text{temps de pose}$$

Sa valeur maximale est fixée à 30 secondes. Par exemple, pour un temps de pose de 27 s, un spectre seulement sera acquis.

Le temps de pose est calibré de façon à obtenir le maximum d'éclairement sans dépasser un niveau seuil défini par l'utilisateur. La capacité du capteur CCD est limitée par la quantité maximale de charges qu'il peut collecter et transférer tout en conservant ses performances. Cette limite de capacité est appelée seuil de saturation et quand ce niveau est atteint, le pixel ou CCD est dit saturé. Il est fixé à 12000 coups afin de limiter le nombre de spectres saturés. L'intensité du signal se mesure en nombre de coups représentant la quantité de photons entrant multipliée par la chaîne d'acquisition.

De plus, un détecteur CCD peut présenter des défauts sur ses pixels, de fabrication ou dus au vieillissement de l'instrument. Certains d'entre eux, appelés pixels chauds, peuvent saturer très rapidement à un temps de pose élevé (SZA élevé), et entraîner la saturation du spectre. La mesure est alors perturbée et une correction est nécessaire pour les supprimer.

Le spectre final obtenu, pendant un temps de cycle inférieur à 30 s, est un spectre moyen, somme des N spectres permettant la réduction du bruit sur la mesure. Il est ensuite enregistré dans un fichier de l'ordinateur de bord.

Puis, l'obturateur est fermé. Le courant d'obscurité est acquis avec le même temps de pose que le spectre, N fois. Le courant d'obscurité final est également une moyenne des N mesures. Il est normalisé sur les premiers pixels et soustrait au spectre. Le spectre solaire corrigé du bruit électronique du détecteur ainsi que le courant d'obscurité sont aussi enregistrés dans un fichier de l'ordinateur de bord.

Pour chaque spectre enregistré, d'autres paramètres sont mesurés et sauvegardés tels que la date, l'heure, l'altitude, la latitude, la longitude, le temps de pose, le nombre de sommations et les températures.

VII. CONCLUSION

La sonde mini-SAOZ-ballon est dérivée de l'ancienne version SAOZ-ballon, qui s'est révélée être un concept robuste et validé au cours de plus d'une centaine de vols qu'elle a effectués depuis sa création.

La conception d'un nouveau caisson en 2011, léger et de dimensions réduites, offre une grande maniabilité pour des vols sous petits ballons. Une première innovation est l'utilisation de spectromètres adoptant une technologie de pointe avec une sensibilité et une efficacité quantique optimisées. De plus, le large choix de gammes spectrales proposé ouvre des perspectives pour des mesures aussi bien dans l'UV que dans le proche infrarouge.

La deuxième modification importante est la mise en place d'une fibre optique, permettant ainsi la suppression des diffuseurs, présents dans l'ancienne version de la sonde. Le cône optique a dû être adapté aux petites dimensions du caisson tout en optimisant l'intensité lumineuse incidente.

L'électronique de bord et le logiciel d'acquisition, basés sur le même schéma que la version SAOZ-Bal, offrent une sonde opérationnelle et autonome.

CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU MINI-SAOZ

I. INTRODUCTION

Tout instrument de mesure, quel qu'il soit, nécessite de caractériser la réponse de l'appareil. Un des tests les plus importants est celui de la caractérisation du détecteur en fonction de la température. Le courant d'obscurité dépend de ce paramètre qui influence le bruit électronique dans les signaux. Il faut connaître la température optimale de fonctionnement de l'instrument et tenter de s'en approcher au plus près lors des vols. Une autre particularité du détecteur est sa réponse linéaire en fonction de l'éclairement reçu, qui permet de déterminer un seuil de saturation optimale. D'autres défauts peuvent apparaître tels que le flux de second ordre du réseau ou les pixels chauds.

Nous présenterons dans ce chapitre les différents tests que j'ai pu réalisés pour caractériser les spectromètres, en commençant par les essais en cuve thermique pour connaître la réponse du détecteur en fonction de la température. Puis, nous décrirons les essais effectués avec une lampe au xénon permettant de déterminer la limite de la linéarité du détecteur et étudierons les flux d'ordre 2 du réseau ainsi que les pixels chauds du détecteur. Les résultats de ces tests concluront ce chapitre.

II. TESTS EN CUVE THERMIQUE

Le courant d'obscurité, dû à la génération spontanée des charges parasites suite à l'agitation thermique du réseau cristallin du silicium et accumulées pendant le temps de pose, dépend de la température et du temps d'intégration. Pour chaque spectromètre, ce dernier a été étudié en fonction de l'évolution de la température et du temps d'exposition.

Le principe de cette caractérisation consiste à placer le spectromètre dans une cuve thermique (figure 34) et de mesurer les courants d'obscurité pour des temps de cycle et des températures variés. Il est important de commencer ce test avec des températures élevées et de diminuer progressivement pour éviter toute condensation d'eau présente dans la cuve. Pour limiter au maximum ces dépôts, des sacs de silicagel sont mis en place dans la cuve pour absorber l'eau en excès.

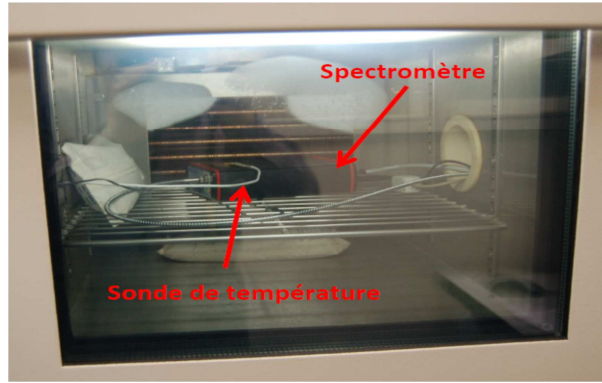


Figure 34. Le spectromètre dans la cuve thermique pendant les tests

Les premiers tests ont été réalisés avec une unique sonde de température, disposée sur le boîtier du spectromètre. Par la suite, l'intérêt s'est porté sur la mesure de température de chaque composant afin de mieux caractériser la source de chaleur principale. Pour les tests suivants, plusieurs sondes de température ont été placées en contact direct avec le détecteur ainsi que sur deux autres composants de la carte électronique. Il a été possible ainsi de contrôler, tout au long des essais, le comportement thermique de ces éléments suivant les variations de températures de la cuve.

Une des premières caractérisations est la mise en évidence du comportement du courant d'obscurité en fonction du temps de cycle.

La figure 35 décrit le courant d'obscurité à des températures variant entre -15°C et $+35^{\circ}\text{C}$, en fonction du temps de cycle évoluant entre 100 ms et 100 s.

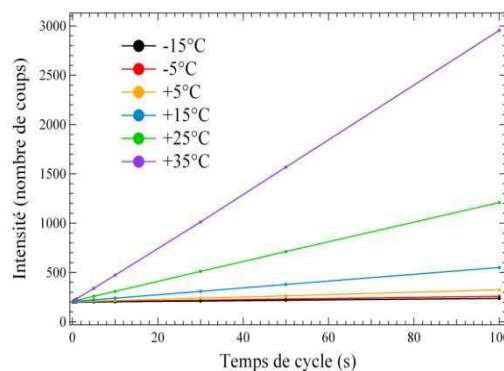


Figure 35. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différentes températures en fonction du temps de cycle

Pour chaque temps de cycle, on a calculé la moyenne des intensités des spectres acquis. Ces mesures ont été faites pour chaque spectromètre et sont propres à chacun. On peut noter que la

réponse du bruit varie de façon linéaire en fonction du temps. Pour des temps de pose élevés, le courant d'obscurité augmente introduisant un bruit important dans le signal.

La deuxième caractérisation consiste à étudier le comportement du courant d'obscurité pour un même temps de cycle à différentes températures (figure 36).

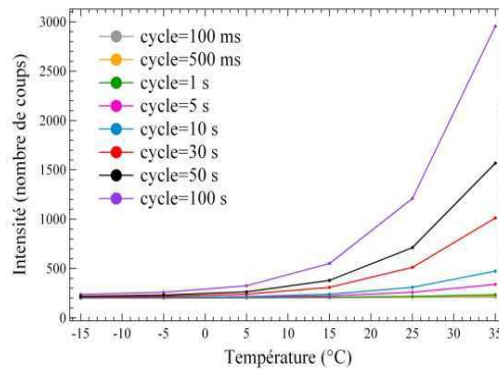


Figure 36. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différents temps de cycle en fonction de la température

Des temps de cycle élevés entraînent une augmentation rapide de l'intensité du courant d'obscurité entre 15°C et 35°C. Elle double environ tous les 7°C, ce qui est caractéristique des propriétés du silicium. Il a été observé, au cours des premiers tests réalisés sur le mini-SAOZ sol (figure 37), que le signal du bruit croît légèrement à des températures inférieures à 5°C pour des temps de pose faibles.

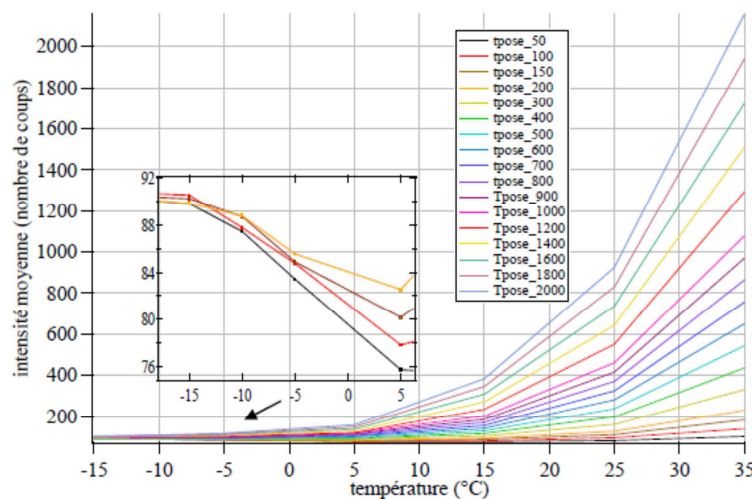


Figure 37. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différents temps de cycle en fonction de la température au cours des tests sur le premier mini-SAOZ sol

La température optimale, tout temps de pose compris, serait alors estimée autour de 5°C. L'idéal serait donc de faire fonctionner le détecteur à cette température afin d'obtenir le meilleur rapport signal/bruit.

III. LINEARITE DU DETECTEUR

Une des caractéristiques d'un détecteur CCD est sa réponse linéaire qui peut s'exprimer sous la forme :

$$S = k.E$$

où S le signal de sortie, E l'éclairement du détecteur dépendant du temps de pose et k une constante.

Cette relation n'est cependant pas valable pour des temps de pose faibles où le courant d'obscurité est élevé par rapport au signal du spectre et pour des temps élevés où certains pixels seront saturés et entraîneront une non-linéarité.

Pour vérifier cette hypothèse, des essais ont été réalisés avec une lampe blanche au xénon. On a commencé avec un temps de pose court de 10 ms jusqu'à atteindre 2.35 s par pas de temps de 10 ms jusqu'à 450 ms, puis de 50 ms. Ces faibles intervalles de temps ont été choisis pour éviter une saturation trop rapide du détecteur. Une moyenne du signal est calculée entre 500 et 550 nm pour chaque temps de pose, domaine spectral dans lequel aucune saturation n'est observée pendant toute la durée de l'expérience.

La figure 38 représente l'intensité moyenne du spectre du xénon entre les longueurs d'ondes 500 et 550 nm à différents temps de pose.

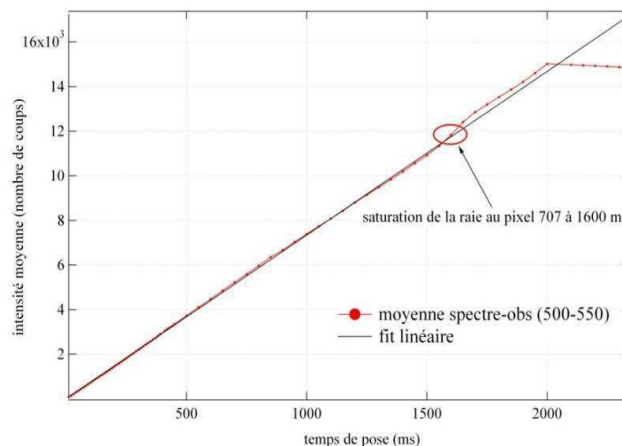


Figure 38. Signal moyen entre 500 et 550 nm d'une lumière blanche au xénon en fonction du temps de pose

Une régression linéaire (courbe noire) a été tracée suivant la réponse théorique que l'on attend du détecteur. L'équation de cette droite est définie par les coefficients suivants :

$$\text{Intensité moyenne} = 6.2 + 7.3 \times \text{temps de pose}$$

L'ordonnée à l'origine ne peut être nulle du fait de l'existence du courant d'obscurité. Jusqu'à un temps de pose de 1.55 s le signal est quasiment linéaire en fonction du temps d'intégration. A partir de 1.6 s on observe un bond dans le signal, qui marque la fin de la linéarité. Ce saut est dû à la saturation d'un des pixels du détecteur (le pixel 707). On peut conclure que la linéarité disparaît au moment même où le détecteur est saturé, peu importe le pixel concerné. Pour éviter de rencontrer ce problème lors des mesures en vol, le seuil de saturation des spectres sera limité à 12000 coups.

IV. EFFET DE SECOND ORDRE

Dans le cas d'un réseau, la lumière est déviée par diffraction et se répartit sur différents ordres k . Pour chaque ordre il existe un spectre. Dans notre cas, celui qui nous intéresse est celui d'ordre 1.

Cependant, des spectres d'ordre supérieur peuvent exister dans les grandes longueurs d'onde du spectromètre et interférer avec celui de premier ordre. Par exemple, un spectre de second ordre apparaîtra, s'il existe, à partir de la longueur d'onde $\lambda = 2 \times \lambda_0$, avec λ_0 la longueur d'onde initiale du spectromètre. Son intensité reste cependant beaucoup plus faible que le spectre de premier ordre.

Sur le premier modèle du mini-SAOZ, dont le domaine spectral s'étendait de 265 nm à 820 nm, des tests avaient été réalisés avec un filtre passe haut, qui ne transmettait le flux solaire qu'à partir de la longueur d'onde 620 nm. Ces essais n'ont pas révélé la présence d'un spectre de second ordre. L'utilisation de réseaux dits « blazés », concentrant un maximum d'énergie dans l'ordre 1 autour de la longueur d'onde définie par le fabricant, au détriment des autres ordres, explique l'absence du spectre de second ordre.

V. LES PIXELS CHAUDS

Comme vu précédemment, un détecteur CCD peut présenter des défauts sur ses pixels, dont certains appelés pixels chauds peuvent saturer très rapidement à un temps de pose élevé (SZA élevé), et entraîner la saturation du spectre. Une correction est alors nécessaire pour les supprimer.

La première étape est de repérer l'existence et la position des pixels chauds en mesurant des courants d'obscurité à différents temps de pose. Il est facile de les repérer sur la figure 39, par leurs signatures caractéristiques en pics, sur un seul pixel (ici sur les pixels 104, 1489, 1529 et 1885).

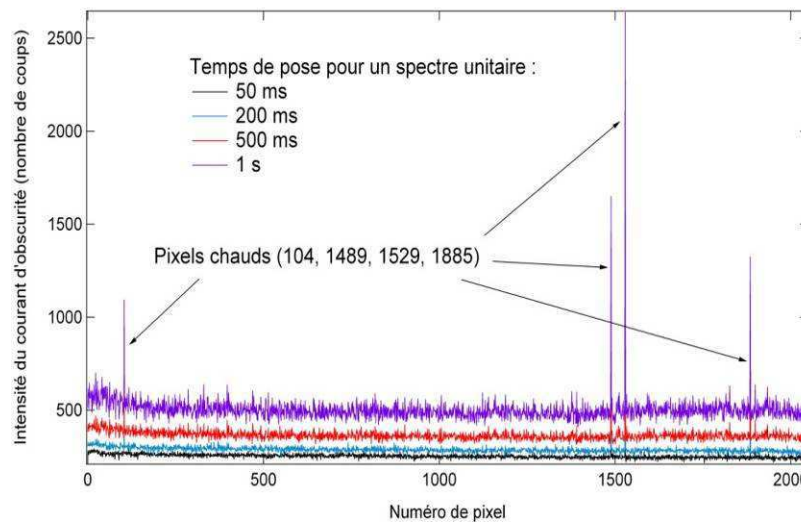


Figure 39. Courants d'obscurité à différents temps de pose en fonction du nombre de pixels, et mise en évidence de quatre pixels chauds du détecteur CCD

Ils seront supprimés dans l'analyse en remplaçant la valeur de chaque pic par la moyenne des intensités des pixels adjacents. Ainsi les spectres, à l'origine saturés, ne sont plus contraints par ces fortes amplitudes, et la mesure devient de nouveau possible. Ce travail est à effectuer pour chaque spectromètre, les pixels chauds étant propres à chaque détecteur CCD.

VI. CONCLUSION

Les essais réalisés en laboratoire sur le spectromètre ont permis de vérifier les paramètres fournis par le fabricant tels que le réseau blazé, mais aussi de définir des conditions de mesures optimales telles que la température ou le seuil de saturation des spectres. Des solutions ont pu être trouvées avant les campagnes de mesures pour éviter la saturation des pixels chauds lors des vols.

Les tests de calibration sont donc indispensables avant toute campagne de mesures afin de connaître précisément la réponse de l'instrument, et ainsi d'avoir les moyens de résoudre au préalable les problèmes rencontrés au cours des tests.

CHAPITRE 5 : CONCLUSION

La sonde SAOZ-Bal existe depuis le début des années 90, et a pu prouver au cours de plus d'une centaine de vols réalisés, la robustesse de son système de mesures. Cependant, sa technologie est devenue obsolète et son encombrement et poids deviennent des contraintes pour des vols sous petits ballons.

Pour répondre aux nouvelles demandes, le choix s'est porté sur l'utilisation de spectromètres nouvelle génération AVANTES, de petites dimensions et de faible poids. La sensibilité et l'efficacité quantique de cet instrument le rendent plus performant tout en réduisant ses dimensions, ce qui satisfait pleinement nos attentes.

L'arrivée de ces nouveaux spectromètres implique cependant de nombreux changements sur la sonde. Tout d'abord d'un point de vue technique, un nouveau caisson de vol a dû être conçu afin de s'adapter aux nouvelles dimensions. L'occasion s'est présentée de pouvoir utiliser une fibre optique homogénéisant le flux lumineux entrant. De cette façon, les diffuseurs, utilisés dans le passé, sont devenus superflus et ont été supprimés. Le schéma du cône optique ainsi que toute l'électronique composant la sonde et le logiciel d'acquisition ont dû être revus et adaptés à la nouvelle technologie du spectromètre. Du point de vue de l'analyse spectrale, de nombreuses améliorations ont dû être réalisées telles que la génération de nouvelles sections efficaces à une résolution plus fine mais aussi l'adaptation des algorithmes d'analyse et d'inversion.

Des tests furent réalisés pour caractériser le comportement du nouvel instrument. Ils ont permis de déterminer le seuil de la linéarité du signal à 12000 coups, de mettre en évidence l'absence de flux à l'ordre 2 du fait du réseau blazé et enfin de calibrer le courant d'obscurité dépendant de la température et du temps de pose pour déterminer une température optimale de fonctionnement

Finalement, la sonde mini-SAOZ répond à nos attentes et à la demande d'un instrument de taille réduite mais plus performant. Elle est opérationnelle et prête à fonctionner de façon autonome. Cependant, pour le premier vol test en 2010, le caisson mini-SAOZ n'était pas encore conçu. Il ne deviendra fonctionnel qu'à partir des campagnes ballon de 2011.

DEUXIEME PARTIE :

ESSAIS EN VOL

ET MISE AU POINT

DE LA SONDE MINI-SAOZ

EN ARCTIQUE

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

L'objectif du développement d'une sonde mini-SAOZ est de participer à un projet d'étude de l'impact de la convection tropicale sur la basse stratosphère dans le cadre d'un projet TROPICO financé par l'ANR lors d'une campagne au Brésil en 2012. La sonde est destinée à être embarquée sous de petits ballons souples d'emploi de seulement 1500 m³ de volume n'emportant que des charges légères, opérés par l'équipe scientifique en collaboration avec les techniciens locaux. A cette fin, un premier prototype de sonde mini-SAOZ a été développé au laboratoire qu'il s'agissait d'essayer en vol pour en vérifier le fonctionnement et en corriger les défauts éventuels. L'occasion nous en a été offerte par le CNES lors de deux campagnes de vols de ballons stratosphériques ouverts de plus gros volumes à l'ESRANGE à Kiruna dans le nord de la Suède, qui se sont déroulées respectivement en Avril 2010 et en Mars 2011. Au cours de la première, un premier essai a été réalisé à l'aide d'un mini-SAOZ embarqué dans un caisson SAOZ classique au cours d'un long vol de la fin de l'après-midi jusqu'au lendemain matin qui a permis d'identifier les problèmes posés par le nouvel instrument mais aussi d'obtenir des profils de différentes espèces, O₃, NO₂, O₂, O₄ et H₂O qu'il a été possible de comparer à ceux restitués par d'autres sondes ainsi que des instruments en opération sur des satellites. Tenant compte de ces premiers résultats, un caisson spécifique à la sonde mini-SAOZ a été construit qu'il a été possible d'essayer à nouveau en vol à Kiruna en mars 2011, mais malheureusement pour un vol limité à la montée en fin d'après-midi à la suite d'un découpage de la charge utile prématuré en application des nouvelles exigences de sauvegarde appliquées par le CNES.

L'objectif de cette deuxième partie est de décrire ces vols, d'en analyser les leçons sur le plan technique, ainsi que les résultats permettant d'évaluer les performances de la nouvelle sonde mini-SAOZ. La description du premier essai fait l'objet du chapitre 1, et celle du second vol du chapitre 2. L'ensemble des enseignements sera repris en conclusion.

CHAPITRE 2 : ESSAI EN VOL DU PROTOTYPE MINI-SAOZ A KIRUNA EN AVRIL 2010

I. INTRODUCTION

L'objectif de ce premier vol est de tester pour la première fois le mini-SAOZ sous ballon ainsi que son fonctionnement. Ce premier essai représente une occasion d'identifier les problèmes de ce système embarqué et de considérer les améliorations éventuelles à apporter pour un fonctionnement optimal par la suite. De plus, les premières mesures acquises vont permettre d'adapter les algorithmes d'analyse des données et d'évaluer les performances de l'instrument par comparaison avec des mesures disponibles d'autres instruments.

Ce premier vol s'est déroulé le 29 avril 2010 à Kiruna (Suède) dans le cadre du projet PRE-ISO (Impact sur la Stratosphère de l'Activité Orageuse) au cours d'une campagne du CNES. La décision de mise en place ayant été rapide, il n'a pas été possible de construire un nouveau caisson adapté à l'instrument et le choix a été de le monter dans un caisson SAOZ déjà existant.

Dans ce chapitre on trouvera les descriptions du prototype mini-SAOZ, de la chaîne de vol ainsi que du vol lui-même avec les conditions météorologiques rencontrées. L'analyse des résultats montrera les problèmes rencontrés, puis seront présentés les résultats des mesures et des comparaisons avec d'autres instruments disponibles permettant d'évaluer les performances du nouvel instrument. Une conclusion sur ce premier essai refermera ce chapitre.

II. INSTRUMENT ET VOL

La campagne du CNES de 2010 fut l'occasion de tester le fonctionnement et les performances du mini-SAOZ embarqué sous ballon, opérationnel jusqu'à cette date uniquement en version sol. Dans ce paragraphe seront décrits la configuration du caisson dans lequel est intégré le système instrumental ainsi que la chaîne de vol. Puis une description du vol sera faite avec les conditions météorologiques exceptionnelles présentes ce jour-là.

A. Prototype mini-SAOZ

Le spectromètre utilisé couvre le domaine spectral compris entre 275 nm et 1407 nm avec une résolution spectrale de 1.15 nm. Le but d'une gamme spectrale aussi étendue était de pouvoir mesurer simultanément O₃, BrO ou OCIO dans l'UV, O₃, NO₂, et O₄ dans le visible et H₂O et O₂ dans le proche infrarouge.

La configuration du caisson SAOZ utilisé est représentée sur la figure 40.

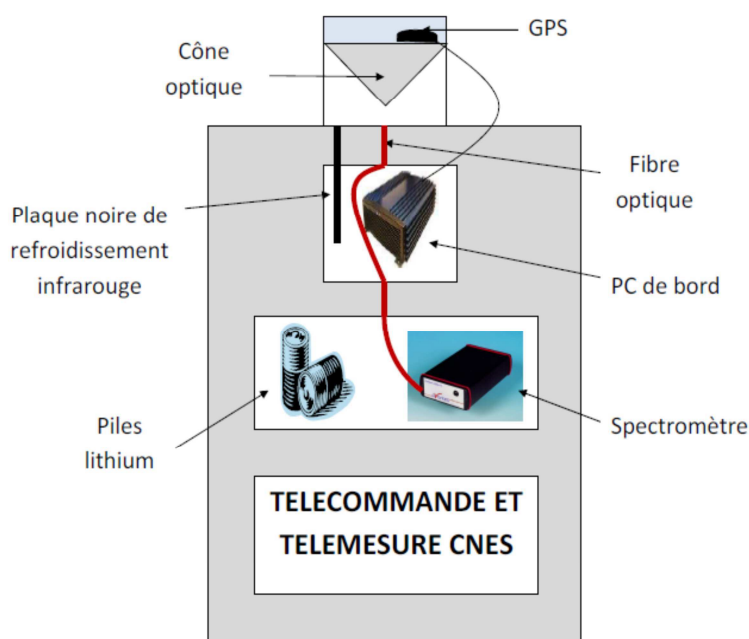


Figure 40. Caisson SAOZ utilisé pour le premier essai en vol du mini-SAOZ

Cette ancienne version mesure un mètre de diagonale pour un poids de 18 kg. Elle se compose de trois compartiments, un premier où a été monté l'ordinateur de bord, un second où ont été placées les piles lithium ainsi que le spectromètre, et un troisième dans lequel ont été hébergées les télécommande et télémessure du CNES.

La tête optique du mini-SAOZ se compose d'un cône en aluminium réfléchissant la lumière incidente vers trois diffuseurs à l'entrée de la fibre optique reliée au spectromètre et située immédiatement en-dessous. Auparavant, la fente d'entrée du SAOZ était placée directement sous le cône et le rôle des diffuseurs était de limiter les variations d'éclairement lors de la rotation de l'instrument par rapport au soleil. Le cône optique est maintenu par quatre colonnettes placées autour de son axe.

Le GPS Trimble quant à lui est placé au-dessus du cône optique protégé du froid par une plaque de mousse.

B. Ballon et chaîne de vol

Le ballon utilisé fut un ballon stratosphérique ouvert de 35000 m³ piloté en altitude par une valve de dégazage et un ballast, capable d'emporter 150 kg de charge utile à 30 km d'altitude. Outre le caisson SAOZ il emportait un hygromètre à point de givre SAWfPHY du Laboratoire de Météorologie Dynamique destiné à effectuer, dans le futur, des mesures de vapeur d'eau à niveau constant au plafond.

C. Description du vol

Le ballon fut lâché le 29 avril 2010 à 17h30 TU (Temps Universel) à un angle zénithal solaire de 77° (Figure 41).



Figure 41. Lâcher du ballon depuis la base de l'Esrang à Kiruna

La figure 42 représente l'évolution de l'altitude du ballon et de l'angle zénithal solaire en fonction du temps.

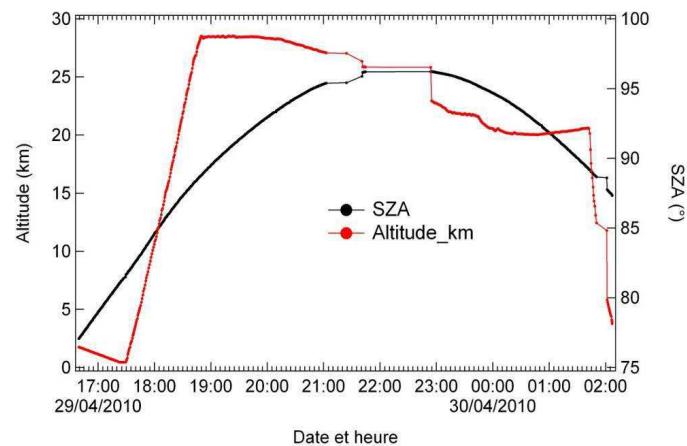


Figure 42. Altitude (rouge, échelle de gauche) et SZA (noir, échelle de droite) en fonction du temps le 29 avril 2010

L'altitude et le SZA sont issus des données GPS de la télémessure CNES. En effet des problèmes de GPS (voir paragraphe résultats techniques) n'ont pas permis d'exploiter les données du GPS Trimble monté sur le caisson SAOZ.

Le ballon monte à une vitesse variable de l'ordre de 5 à 8 m/s suivant le gradient vertical de température. Le plafond fut atteint vers 28.5 km à 18h49 TU à un angle zénithal de 88.8°. Peu après le coucher du soleil à un SZA supérieur à 92°, le ballon descend lentement par suite de son refroidissement pour atteindre 23 km au petit matin. Un délestage permet de maintenir cette altitude jusqu'à la séparation de la charge utile vers 1h40 suivie de sa descente sous parachute. Les mesures mini-SAOZ furent poursuivies sans interruption du lâcher à l'atterrissage.

La figure 43 représente la trajectoire du ballon (ligne rouge) et celle du point tangent, c'est-à-dire du lieu des mesures du mini-SAOZ, représenté par les points noirs. Les points verts indiquent la position de ce point tangent au début et en fin de vol ainsi qu'au début du coucher et du lever du soleil (SZA=90°).

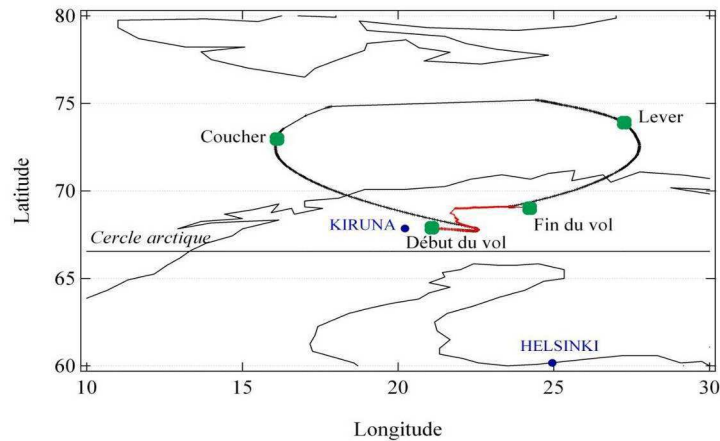


Figure 43. Trajectoire du ballon (rouge) et localisation du point tangent (noir)

Le vol aura duré 7h40 sans perturbation majeure. La chaîne de vol après séparation a atterri dans le polygone de sécurité défini par le CNES au Nord de la Norvège où elle a été récupérée en bon état quelques jours plus tard par les équipes suédoises.

En résumé le vol comprend une montée, un coucher et un lever de soleil, ce qui rend ce premier essai très complet et riche en données. Pendant la descente, l'acquisition est rendue difficile par les secousses de la sonde dues à la vitesse de descente rapide sous parachute.

D. Conditions météorologiques

La figure 44 représente la température relevée par radiosondage le même jour. En 2010 le réchauffement final de la stratosphère polaire s'est produit dès la fin janvier et à tous niveaux la température n'est jamais inférieure à -60°C . La tropopause est à environ 9 km d'altitude.

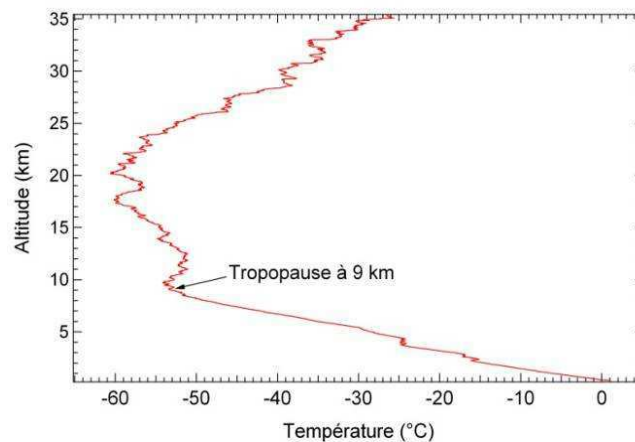
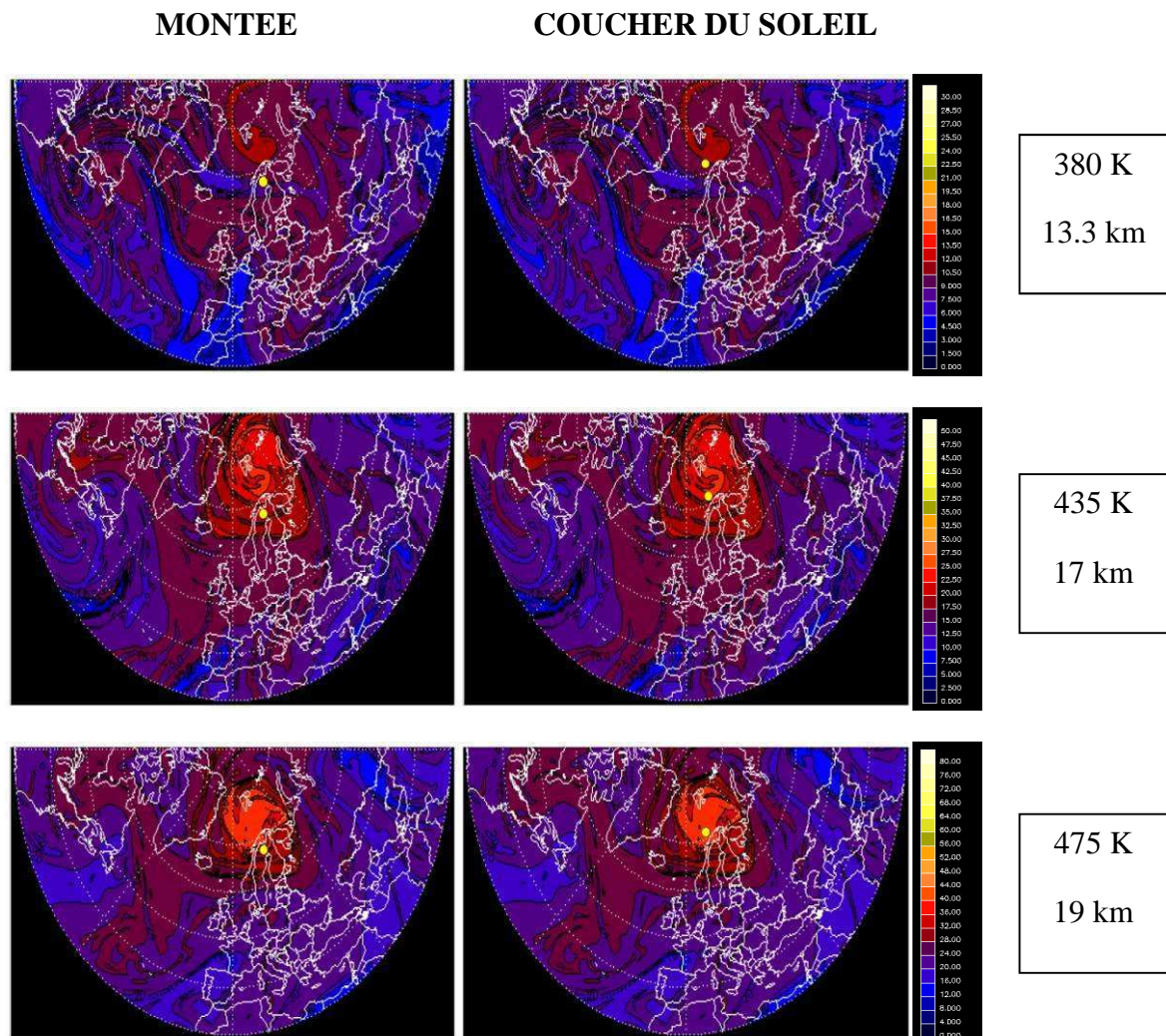


Figure 44. Profil de température du radiosondage du 29 avril 2010 à l'Esrang

Les figures 45 et 46 représentent les cartes de vorticité potentielle à 12 TU les 29 et 30 avril calculées par le modèle MIMOSA disponibles sur le site ETHER (ether.ipsl.jussieu.fr/). MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) est un modèle de calcul d'advection de contour à haute résolution à partir des données météorologiques issues des analyses ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) (Hauchecorne et al., 2002). Les points jaunes sur les figures représentent les positions du point tangent (identiques à celles du ballon à la montée lorsque l'angle zénithal est inférieur à 90°). La figure 45 montre la position de ceux-ci à la montée à gauche et à l'occultation du soir à droite sur les cartes du 29 avril à 12 TU et la figure 46, l'occultation du matin sur les cartes du 30 avril à 12 TU.



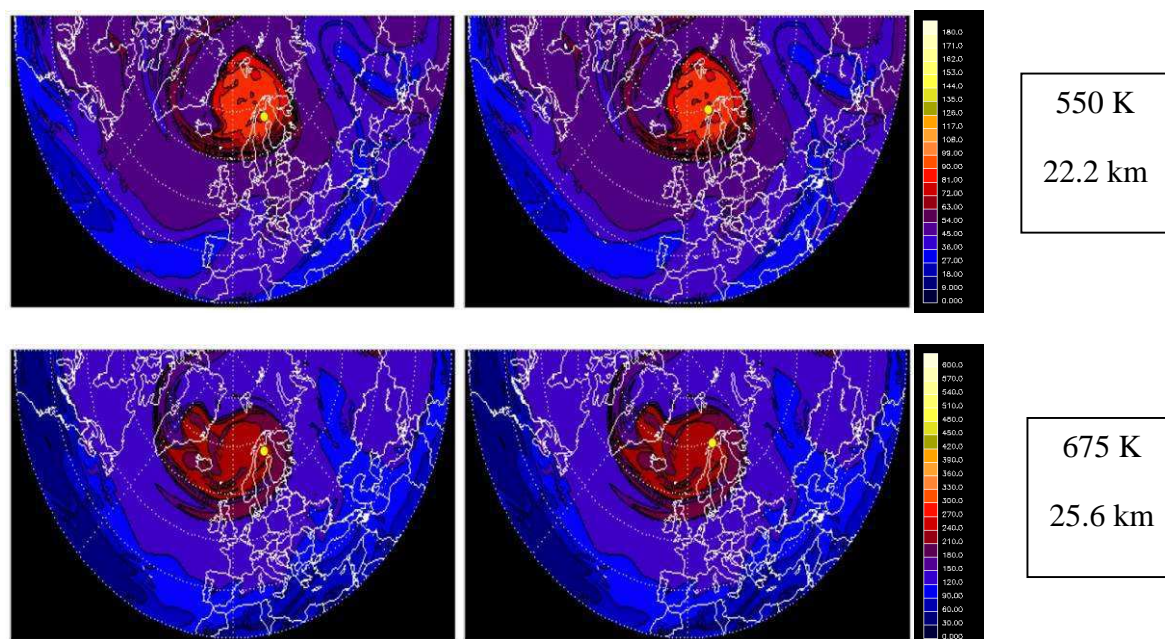
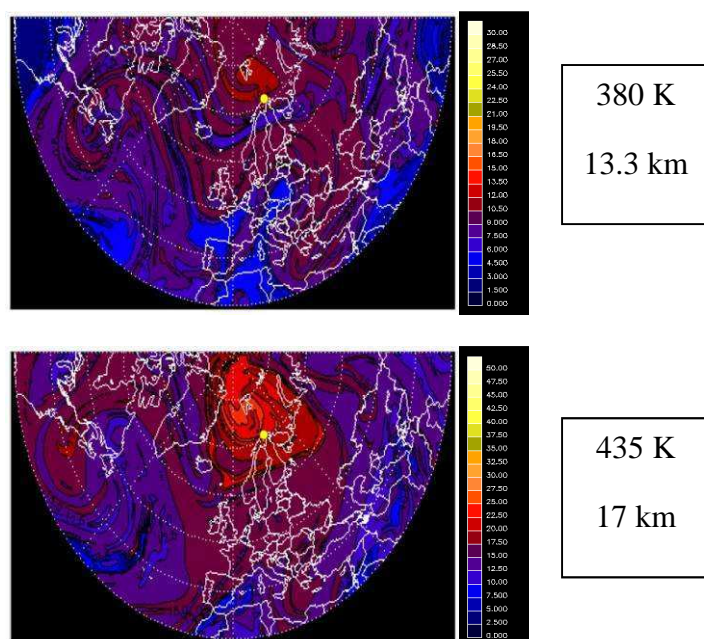


Figure 45. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 29 avril 2010 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec les positions des points de mesures en jaune à la montée (à gauche) et au coucher du soleil (à droite)

LEVER DU SOLEIL



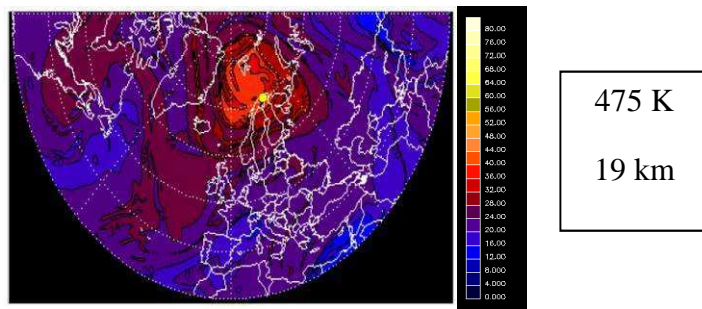


Figure 46. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 30 avril 2010 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec les positions des points de mesures au lever du soleil

De façon inattendue, le vol s'est déroulé au voisinage d'un résidu de vortex polaire dont on sait qu'il a été particulièrement froid et dénitrifié en début d'hiver. Le vortex s'est brutalement réchauffé à la fin du mois de janvier mais il a survécu par la suite au moins jusqu'à la fin du mois de mars (Von Hobe et al., 2012). Au cours de la montée, le ballon se situe à la périphérie du vortex aux altitudes inférieures à 19 km et se rapproche du centre aux altitudes avoisinant 22 km. Au crépuscule, le point tangent se situe en périphérie intérieure aux altitudes inférieures à 17 km, mais dans le cœur du vortex pour des altitudes supérieures, jusqu'à 25 km, où il s'écarte de nouveau du centre. Au lever du soleil, le point tangent est proche du centre du vortex à 19 km et s'éloigne vers l'extérieur pour les altitudes inférieures. En résumé, les observations mini-SAOZ seront représentatives de la composition du vortex au-dessus de 17-19 km et de sa marge en dessous ainsi qu'au-dessus de 25 km avec cependant des différences entre la montée, le coucher et le lever du soleil.

III. RESULTATS TECHNIQUES

Le comportement du système instrumental comprenant le spectromètre mais aussi tous les composants associés (ordinateur, GPS, carte d'alimentation) était encore inconnu avant ce premier vol. L'analyse des données a permis d'en identifier les bons fonctionnements et les défauts. Dans ce paragraphe seront détaillés les différents problèmes rencontrés qui englobent la thermique, la géolocalisation, le signal du détecteur ainsi que le domaine spectral. La mise en évidence de ces défauts va permettre de définir sur les modifications qu'il sera nécessaire d'apporter pour que les vols suivants se déroulent de façon optimale.

A. Comportement général en vol

Le mini-SAOZ a pu acquérir au cours de ce vol 752 spectres entre le lâcher du ballon et son atterrissage. Le temps de cycle moyen d'acquisition d'un spectre est de 20 secondes. Parmi ces spectres, 34 d'entre eux sont saturés, ce qui représente un pourcentage de 4.5 %.

B. Thermique

Des tests avant le vol ont été réalisés pour évaluer les variations thermiques dues à l'échauffement de l'ordinateur de bord dans l'enceinte du caisson. Les essais ont été effectués le matin du 25 avril 2010 au sol à une température de l'air de 4°C. L'ordinateur de bord pour ces tests fut placé dans le compartiment central du caisson aux côtés du spectromètre. Les variations de température du spectromètre et de l'ordinateur, présentées sur la figure 47, montrent des comportements thermiques différents.

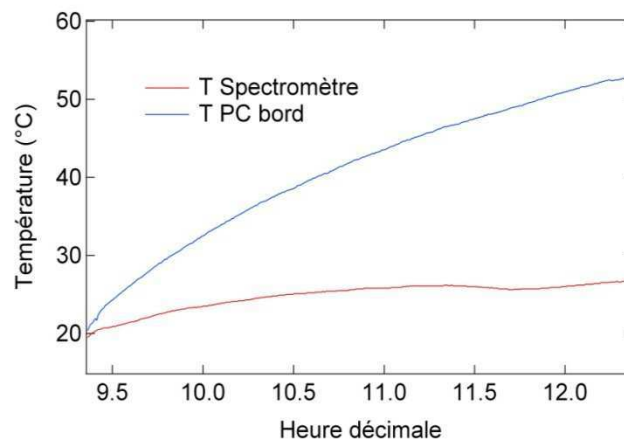


Figure 47. Température du spectromètre (courbe rouge) et de l'ordinateur de bord (courbe bleue) mesurées au sol le 25 avril 2010

On observe une augmentation rapide de la température jusqu'à 32.6°C du PC pendant les trois heures de test. Celle du spectromètre quant à elle montre un échauffement de 7.3°C qui correspond à un doublement du courant d'obscurité. Pour limiter l'échauffement du spectromètre, l'ordinateur fut déplacé dans le compartiment le plus proche de l'environnement extérieur, c'est-à-dire dans la partie supérieure qui devient la plus froide du caisson à haute altitude. Enfin, il a été décidé d'ajouter une plaque noire à l'extérieur liée au caisson de l'ordinateur par un caloduc pour faciliter les échanges par rayonnement infrarouge à haute altitude, les transferts convectifs de chaleur devenant quasi nuls dans un air raréfié.

Les mesures des sondes de température placées sur le spectromètre, le circuit intégré, les piles et le connecteur de fibre au cours du vol sont présentées sur la figure 48.

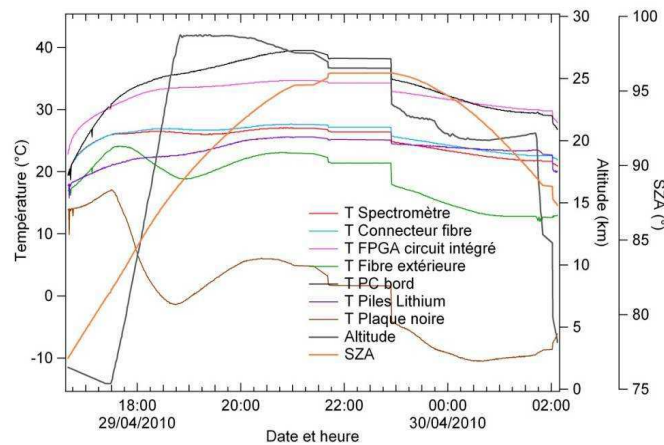


Figure 48. Variations des températures au sein du caisson pendant le vol (échelle de gauche), altitude du ballon en gris (première échelle de droite) et SZA en orange (deuxième échelle de droite)

Avant 17H30 TU, heure du lâcher, on observe une élévation de la température de tous les composants, particulièrement du PC (courbe noire) qui voit sa température augmenter de 10°C, ainsi que celle du connecteur de la fibre extérieure (courbe verte) proche de l'ordinateur.

Pendant la montée, les températures continuent à augmenter mais avec des pentes beaucoup plus faibles, excepté celles des composants en contact direct avec l'air extérieur (la fibre et la plaque noire) sur lesquelles on observe une diminution liée au gradient thermique négatif de la troposphère.

A l'arrivée au plafond, les températures se stabilisent. Celle de l'ordinateur continue à augmenter doucement pour atteindre 39.5°C au coucher du soleil. Les composants en contact avec l'extérieur se réchauffent à la température plus chaude de la stratosphère.

A partir du coucher du soleil, donc de nuit, toutes les températures diminuent jusqu'à la séparation du ballon.

Il était judicieux de mettre une plaque de refroidissement en contact direct avec l'extérieur. On remarque d'ailleurs que la température de celle-ci diminue fortement à la montée jusqu'à atteindre - 1.5 °C, qui permet de compenser le chauffage de l'ordinateur. Le fait de placer ce dernier dans un autre compartiment que celui du spectromètre a également permis de limiter l'échauffement du détecteur à 27°C, mais qui induit cependant un courant d'obscurité relativement élevé.

Ces éléments seront à prendre en compte dans la conception du nouveau caisson pour éviter une élévation trop forte de température du spectromètre. Il serait également envisageable de diminuer le temps de pose pour réduire le niveau de courant d'obscurité.

C. GPS

Deux systèmes GPS furent utilisés au cours de ce vol : le GPS Trimble intégré au caisson SAOZ et placé à l'extérieur au sommet du cône optique sous une plaque en mousse et le GPS de la télémessure du CNES. Les altitudes et position du ballon restituées par les deux GPS sont représentées sur la figure 49. De toute évidence le GPS Trimble du SAOZ a mal fonctionné. Ce mauvais fonctionnement a été attribué, par erreur comme on le verra par la suite, aux basses températures auxquelles était exposé le récepteur GPS fixé sur le sommet du cône optique.

Les seules données exploitables étaient donc celles du GPS CNES utilisées pour l'analyse, en les interpolant au temps de mesure de chaque spectre.

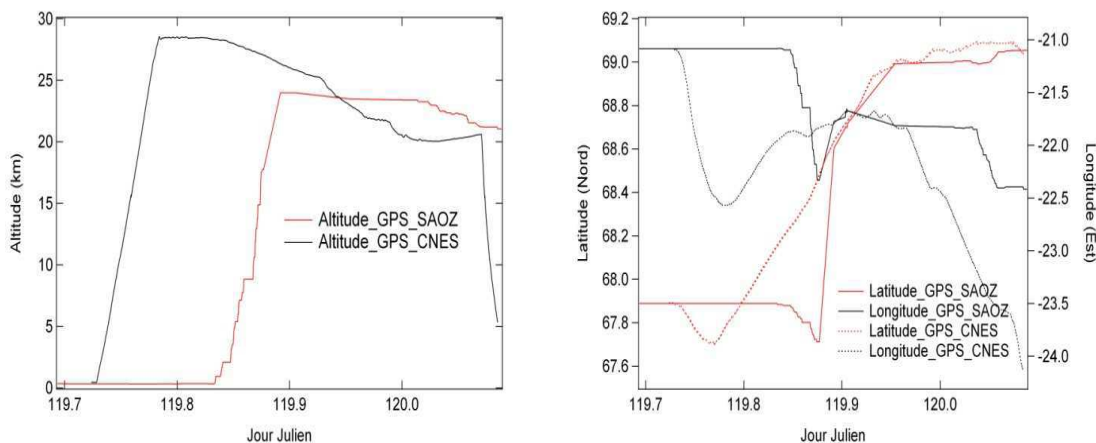


Figure 49. Altitude du GPS_SAOZ (rouge) et du GPS_CNES (noir) (à gauche) et latitude (rouge) et longitude (noir) du GPS_SAOZ et du GPS_CNES (à droite)

D. Décalage de niveau du courant d'obscurité du détecteur

Une fois un spectre acquis, le courant d'obscurité est immédiatement mesuré pour pouvoir le retrancher. La figure 50 représente les courants d'obscurité à différents temps de pose. Pour des temps de pose inférieurs à 700 ms le courant d'obscurité est partiellement nul ou négatif. L'origine de ce défaut provient d'une erreur de réglage de niveau de sortie de l'amplificateur de courant auquel il faudra mieux veiller par la suite.

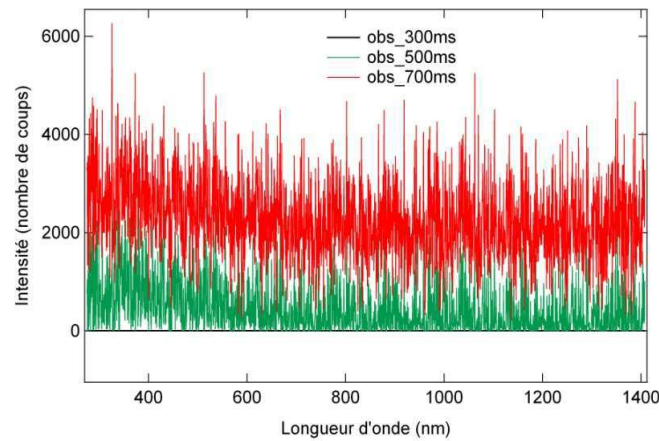


Figure 50. Courants d'obscurité mesurés à des temps de pose de 300 ms (courbe noire), 500 ms (courbe verte) et 700 ms (courbe rouge)

Les valeurs négatives n'étant pas prises en compte par le logiciel de bord, la soustraction par la suite du courant d'obscurité sera incorrecte. Il a donc fallu adapter l'algorithme d'analyse pour soustraire des courants d'obscurité réalistes dépendant du temps de pose.

La méthode consiste à choisir un courant d'obscurité à un temps de pose de 700 ms dont toutes les valeurs sont positives. Les niveaux d'intensité des courants d'obscurité, fonction de la température et du temps de pose, sont déterminés lors des essais en laboratoire. On ajuste ce courant de référence à l'intensité correspondante aux temps de pose et à la température de la mesure afin de soustraire une quantité correcte de bruit.

E. Domaine spectral

Le domaine spectral du détecteur s'étend de 270 à 1400 nm même s'il est défini par le constructeur entre 300 et 1160 nm. L'objectif d'utiliser un domaine aussi large était de pouvoir mesurer simultanément les constituants de l'UV (O_3 , BrO, OClO, CH_2O), du visible (O_3 , NO_2 , O_4) et du proche infrarouge (O_2 , H_2O).

La figure 51 présente trois types de spectres acquis au cours du vol : le spectre noir au cours de la montée, le bleu à l'arrivée au plafond et le rouge vers la fin du crépuscule. Le niveau est maximal à l'arrivée au plafond, période durant laquelle le spectre de référence est choisi, et diminue progressivement au crépuscule, en particulier aux courtes longueurs d'onde.

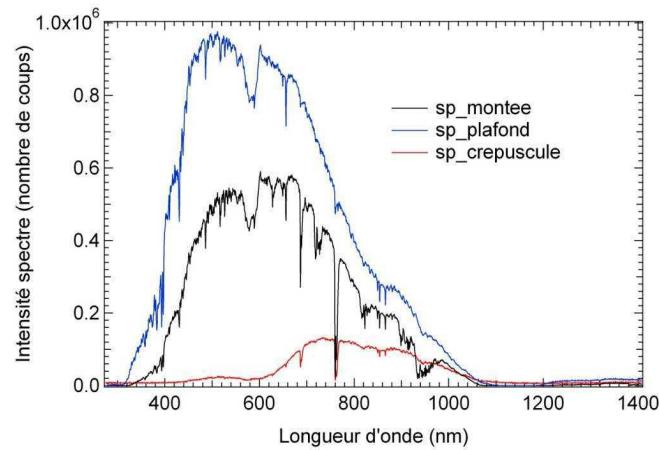


Figure 51. Spectres pendant la montée, à l'arrivée au plafond et au crépuscule

La combinaison du spectre solaire et de la sensibilité en longueur d'onde du détecteur font que les données sont inexploitable au-delà de 1100 nm. La gamme spectrale est trop étendue au prix d'une perte de résolution de 0.55 nm/pixel. Le spectromètre est mal choisi.

Pour les vols suivants, il serait souhaitable d'utiliser des spectromètres au domaine spectral plus restreint.

F. Conclusion

Ce premier essai a permis d'identifier les défauts du système mini-SAOZ embarqué sous ballon.

La température du spectromètre reste trop élevée pour espérer un signal de bruit faible. Les tests préliminaires au sol ont permis d'anticiper cet échauffement et de placer une plaque de thermalisation intégrée dans le caisson permettant d'améliorer le refroidissement du système. Cependant ce système de refroidissement reste insuffisant. Pour la conception du nouveau caisson il faudra rechercher une configuration permettant une meilleure circulation de l'air, ainsi que l'utilisation d'un nouvel ordinateur de bord dissipant moins de chaleur.

Un deuxième défaut est le dysfonctionnement du GPS Trimble. Pour pallier ce problème les données du GPS CNES furent utilisées dans l'analyse des données du mini-SAOZ. L'origine du problème provient d'une erreur dans le logiciel de bord qu'il faudra modifier.

Le choix d'un domaine spectral si étendu fut une erreur, le signal étant inexploitable aux grandes longueurs d'onde. Pour les vols suivants, une séparation des domaines spectraux, UV-Visible et Visible-Proche Infrarouge sera utile par l'utilisation de deux spectromètres. La résolution spatiale sera ainsi augmentée dans les domaines spectraux étudiés.

IV. RESULTATS DES MESURES DES ESPECES

Le vol du 29 avril 2010 fut une opportunité de tester les performances du mini-SAOZ pour les mesures de différents constituants atmosphériques. L'étude se fera en séparant les trois étapes de vol : la montée, le coucher et le lever du soleil. Les colonnes obliques seront présentées en première partie accompagnées d'une description de l'analyse spectrale pour les obtenir. Puis on présentera les profils verticaux des espèces restituées par inversion des colonnes obliques ainsi que des comparaisons pour chaque constituant avec les données d'autres mesures disponibles durant la même période permettant d'évaluer les performances du mini-SAOZ.

A. Analyse spectrale et colonnes obliques

L'analyse spectrale repose sur la méthode DOAS. La première étape consiste à construire des sections efficaces d'absorption à la résolution du spectromètre et à choisir un spectre de référence le moins absorbé possible auquel tous les autres spectres seront comparés. Ce dernier est choisi à l'arrivée au plafond à une altitude de 28.38 km à 18H48 TU (spectre n°4563).

On corrèle ensuite le spectre avec les sections efficaces par une méthode des moindres carrées. La pente de la droite de corrélation représente la quantité du constituant suivant la ligne de visée et l'écart type sur cette même pente est une estimation de l'erreur sur la mesure.

Pour l'analyse du logiciel SAM les paramètres d'entrée sont les sections efficaces des constituants étudiés (O_3 , NO_2 , O_2 , O_4 , H_2O et Ring) ainsi que le fichier d'initialisation. La figure 52 présente un exemple des différents paramètres de l'analyse obtenus pour un spectre à l'occultation dans l'interface SAM.

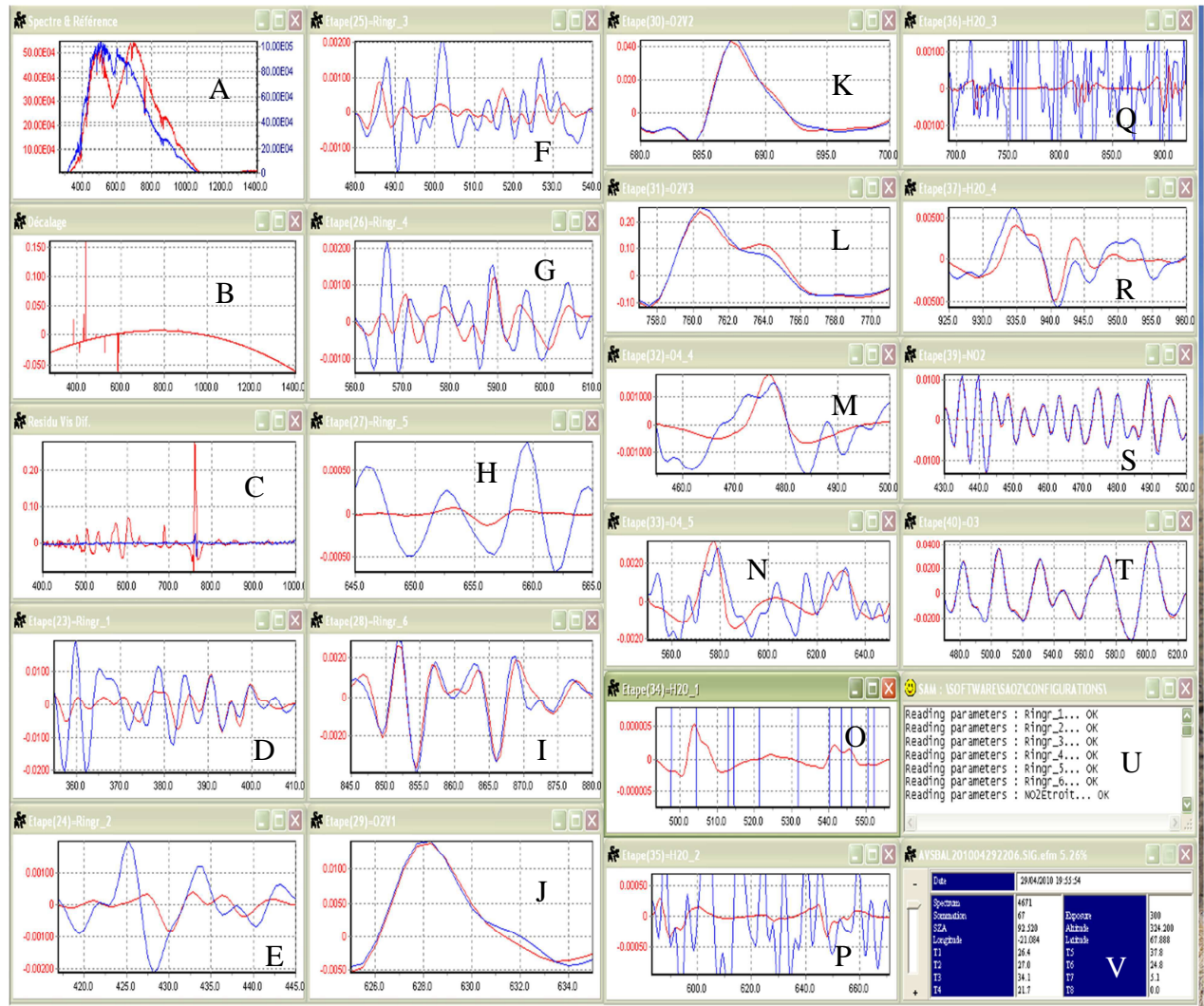


Figure 52. Analyse SAM d'un spectre à l'occultation à 92.5° avec de haut en bas et de gauche à droite : le spectre mesuré et sa référence (A), le décalage en longueur d'onde (B), le résidu visible différentiel (C), les 6 sections de Ring (D,E,F,G,H,I), les sections de O₂ (O₂V1 (J), O₂V2 (K), O₂V3 (L)), les sections de O₄ (O₄_4 (M), O₄_5 (N)), les sections de H₂O (H₂O_1 (O), H₂O_2 (P), H₂O_3 (Q), H₂O_4 (R)), les sections de NO₂ (S), les sections de O₃ (T), les paramètres de configuration (U) et les paramètres de mesure (V).

Les données présentées ont été acquises à 19H55 TU à un angle zénithal de 92.7°.

La figure 52 montre :

- En A : le spectre mesuré en rouge et le spectre de référence en bleu.
- En B : le décalage en longueur d'onde du spectre mesuré par rapport au spectre de référence qui est faible ici avec un maximum de 0.15 nm.
- En C : le résidu visible différentiel avant analyse représenté en rouge et en bleu après analyse. Les bandes de l'ozone, les raies de l'oxygène et de la vapeur d'eau visibles

avant l'analyse sont correctement mesurées et retirées du résidu. Ce dernier a une valeur moyenne de 5‰.

- En D, E, F, G, H, I : les sections efficaces de Ring dans les différents domaines spectraux d'étude. Seules les raies à 393 et 396 nm sont correctement mesurées dans le Ring 1 ainsi que celle à 589 nm dans le Ring 4. Les Ring 2 et 3 sont mal détectés sur tout leur domaine et pour le Ring 5 rien n'est visible. Seul le Ring 6 est correctement mesuré sur tout son domaine spectral avec les raies à 854 et 866 nm.
- En J, K, L : les sections efficaces de O₂ dans les trois domaines spectraux O₂V1, O₂V2 et O₂V3. Ce constituant est correctement mesuré dans les trois bandes spectrales.
- En M, N : les sections efficaces d'O₄ dans les deux bandes spectrales O₄V1 (O_{4_4}) et O₄V2 (O_{4_5}). Dans les deux cas, le constituant est difficilement mesuré.
- En O, P, Q, R : les sections efficaces de H₂O dans ses quatre bandes spectrales H₂O_1, H₂O_2, H₂O_3 et H₂O_4. Pour H₂O_1 et H₂O_2 rien n'est mesuré du fait d'une sensibilité trop faible. Dans la bande H₂O_3 la mesure est également difficile contrairement à la bande H₂O_4 qui détecte les raies entre 940 et 950 nm.
- En S : les sections efficaces de NO₂ où la mesure est correctement réalisée.
- En T : les sections efficaces d'O₃ qui présentent une mesure précise également.
- En U : les paramètres de configuration qui valident les paramètres d'entrée.
- En V : les paramètres de mesures du vol avec la date, le numéro du spectre, le temps de pose, le nombre de spectres sommés, les coordonnées GPS et le SZA calculé à partir de ces données ainsi que les températures mesurées par les sondes placées dans le caisson.

Les colonnes obliques seront présentées selon les trois étapes de vol : la montée, le crépuscule du soir et celui du matin. La montée est délimitée entre le lâcher du ballon et son altitude maximale. Les crépuscules sont définis à partir d'un SZA > 90° jusqu'à ce que la contribution de la lumière diffusée devienne plus forte que la lumière solaire directe. L'indice de couleur CI (Colour Index), rapport des flux à 890 nm et 450 nm, est alors utilisé pour déterminer cette condition limite. A la montée le CI diminue puisque le flux solaire direct dans le visible augmente. A l'inverse, à l'occultation le CI augmente dû à l'augmentation de l'atténuation par diffusion Rayleigh proportionnelle à λ^{-4} . La contribution du rayonnement diffusé devient alors prédominante quand le CI chute brusquement à angle zénithal élevé.

BrO, OClO et CH₂O ne pourront être mesurés du fait de la faible intensité du spectre aux longueurs d'onde inférieures à 400 nm, à la suite d'un mauvais choix du domaine spectral.

La figure 53 présente une comparaison entre les flux à 350 nm et 600 nm pour tout le vol.

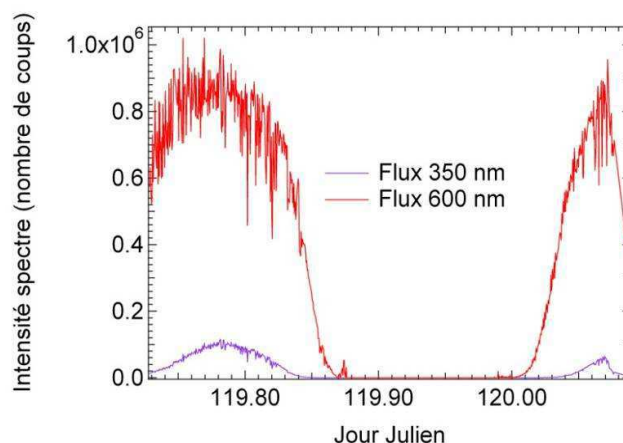


Figure 53. Flux à 350 nm (en violet) et à 600 nm (en rouge) au cours du vol du 29 avril 2010

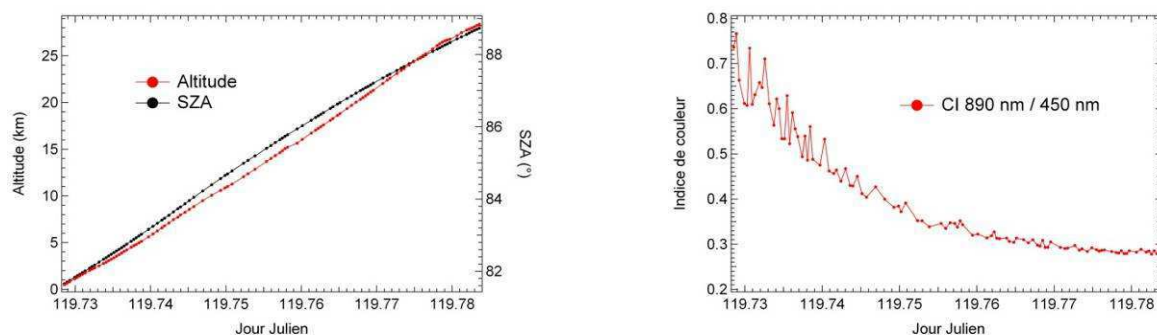
Les intensités des spectres présentent les mêmes variations aux deux longueurs d'onde, avec une augmentation à la montée et au lever du soleil et une diminution au coucher. Cependant l'intensité est 9 fois supérieure à 600 nm.

Sachant que les constituants BrO, OClO et CH₂O ont leurs plus grandes raies d'absorption entre 300 et 350 nm, la sensibilité de l'instrument dans son montage actuel n'est pas assez forte pour les détecter.

1) Montée du ballon

La montée débute au moment du lâcher à 17h30 à un SZA de 77° et s'achève avec l'arrivée au plafond à 18h49 TU à un SZA de 88.8°.

La figure 54 représente l'altitude, le SZA, le CI et les flux à différentes longueurs d'onde en fonction du jour julien ainsi que les colonnes obliques des espèces étudiées.



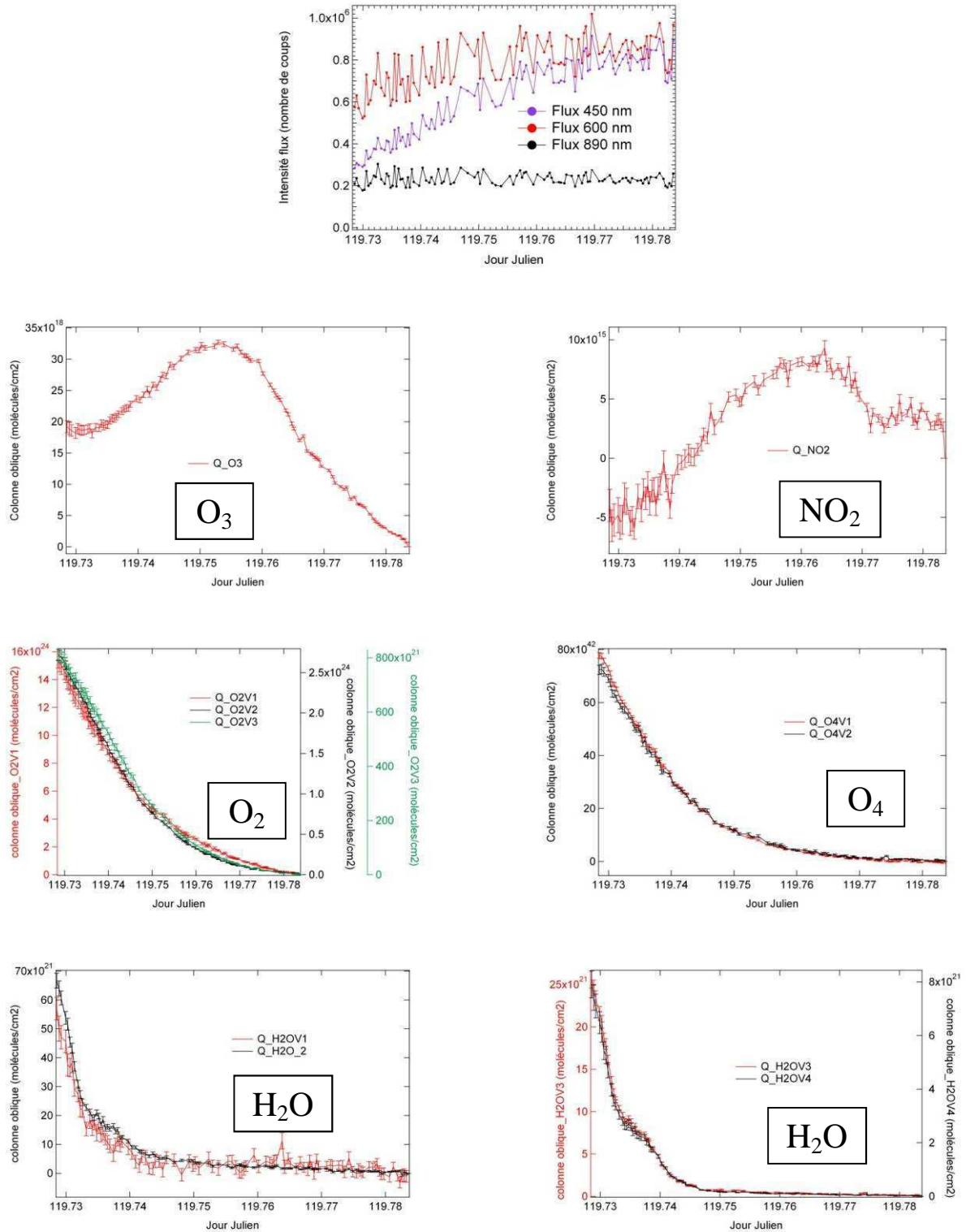


Figure 54. Mesures à la montée avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450 (en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O₃, NO₂, O₂ (O₂V1 en rouge, O₂V2 en noir, O₂V3 en vert), O₄ (O₄V1 en rouge et O₄V2 en noir) et H₂O (à gauche : H₂OV1 en rouge et H₂OV2 en noir, à droite : H₂OV3 en rouge et H₂OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM

Le CI présente des variations en-dessous de 6 km qui s'atténuent aux altitudes supérieures. Au lâcher, des mouvements de balancement et de rotation de la nacelle entraînent des variations dans les temps de pose et donc des flux. Le CI diminue au cours de la montée avec la réduction de l'atténuation par diffusion Rayleigh.

Le flux à 450 nm augmente au cours de la montée avec la diminution de l'atténuation du rayonnement solaire. A 600 nm sa croissance est faible de 2.10^5 - 3.10^5 coups. Quant au flux à 800 nm, ce dernier est constant à une valeur de 2.10^5 coups dû à la plus faible atténuation Rayleigh à cette longueur d'onde. Il n'y a pas de pic apparent dans les signaux indiquant la présence de nuages.

Les comportements des colonnes obliques sont différents suivant l'espèce étudiée.

Tout d'abord un pic d'ozone de $3.27.10^{19}$ molécules/cm² pendant la montée représentatif du maximum de concentration d'ozone. Les erreurs relatives diminuent au cours de la montée avec des valeurs inférieures à 2 % au-dessus de 6 km.

Le pic de NO₂ de $9.3.10^{15}$ molécules/cm² est à plus haute altitude que celui d'O₃. Le profil reste cependant bruité plus longtemps après le lâcher avec des erreurs supérieures à 10 % en dessous de 10 km. Dans la troposphère les quantités de NO₂ suivant la ligne de visée sont faibles. En dessous de 6 km les colonnes obliques mesurées sont négatives indiquant la présence de NO₂ dans le spectre de référence.

L'oxygène est mesuré dans trois bandes spectrales différentes O₂V1, O₂V2 et O₂V3. Les colonnes obliques ne présentent pas les mêmes valeurs suivant le domaine de longueur d'onde dans lequel est faite la mesure. Les profils montrent cependant les mêmes structures avec une diminution au cours de la montée. Les différences de quantités sont dues à une saturation des raies de plus en plus forte quand la longueur d'onde croît. Cette saturation sera corrigée par la suite pour l'inversion des profils verticaux. Les erreurs sur les mesures sont de 6 % en moyenne pour O₂V1 avec une sensibilité plus faible et comprises entre 1.5 et 3 % pour O₂V2 et O₂V3.

Les profils d'O₄ présentent les mêmes diminutions que les profils d'O₂ dans les deux bandes spectrales O₄V1 et O₄V2. Les bandes larges d'O₄ ne présentent pas de saturation, contrairement aux raies d'absorption d'O₂. Les erreurs d'O₄V2 sont deux fois plus élevées que celles d'O₄V1 jusqu'à 18 km. Les quantités au-dessus de cette altitude deviennent très faibles voire nulles à l'arrivée au plafond.

Les colonnes obliques de la vapeur d'eau décroissent rapidement à partir du lâcher. Les deux premières (H₂OV1 et H₂OV2) sont séparées des deux autres (H₂OV3 et H₂OV4) pour des raisons de saturation de raies. Le profil de H₂OV1, peu sensible, est bruité avec des erreurs de

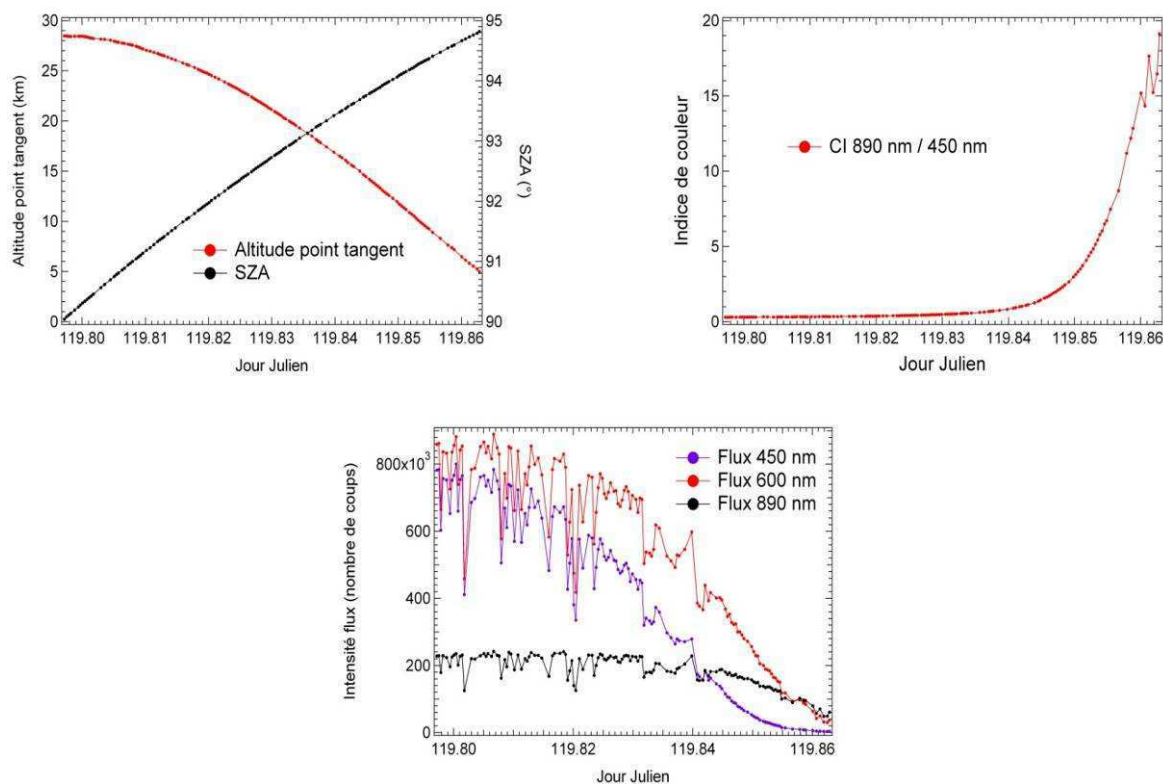
7 à 25 % en dessous de 5 km. Il est similaire à celui de H₂OV2 qui lui aussi présente des barres d'erreurs de l'ordre de 10 %. C'est pour cette raison que l'intérêt sera porté sur les bandes H₂OV3 et H₂OV4. La troisième bande est mieux adaptée à la troposphère et la quatrième plus sensible dans la stratosphère. Les erreurs sur les mesures de ces deux bandes sont plus faibles de 5 % en moyenne pour H₂OV3 et 6 % pour H₂OV4 jusqu'à 25 km.

Pour conclure, on retiendra que les mesures d'O₃ et de NO₂ présentent des erreurs élevées aux altitudes inférieures à 6 km. La saturation des raies d'absorption dépendant des conditions de pression et température devra être corrigée avant l'inversion des profils d'O₂ et de H₂O.

2) Occultation au coucher du soleil

Les mesures à l'occultation commencent à un SZA de 90° à 19H08 TU. Les données sont exploitables jusqu'à un SZA de 94.8°, sachant que le soleil se couche lentement à cette latitude à une vitesse de 1° toutes les 15 minutes.

La figure 55 présente les colonnes obliques des espèces étudiées au coucher du soleil. Les premiers graphiques montrent l'altitude du point tangent avant la correction de la réfraction et le SZA ainsi que le CI et le flux à 450, 600 et 890 nm.



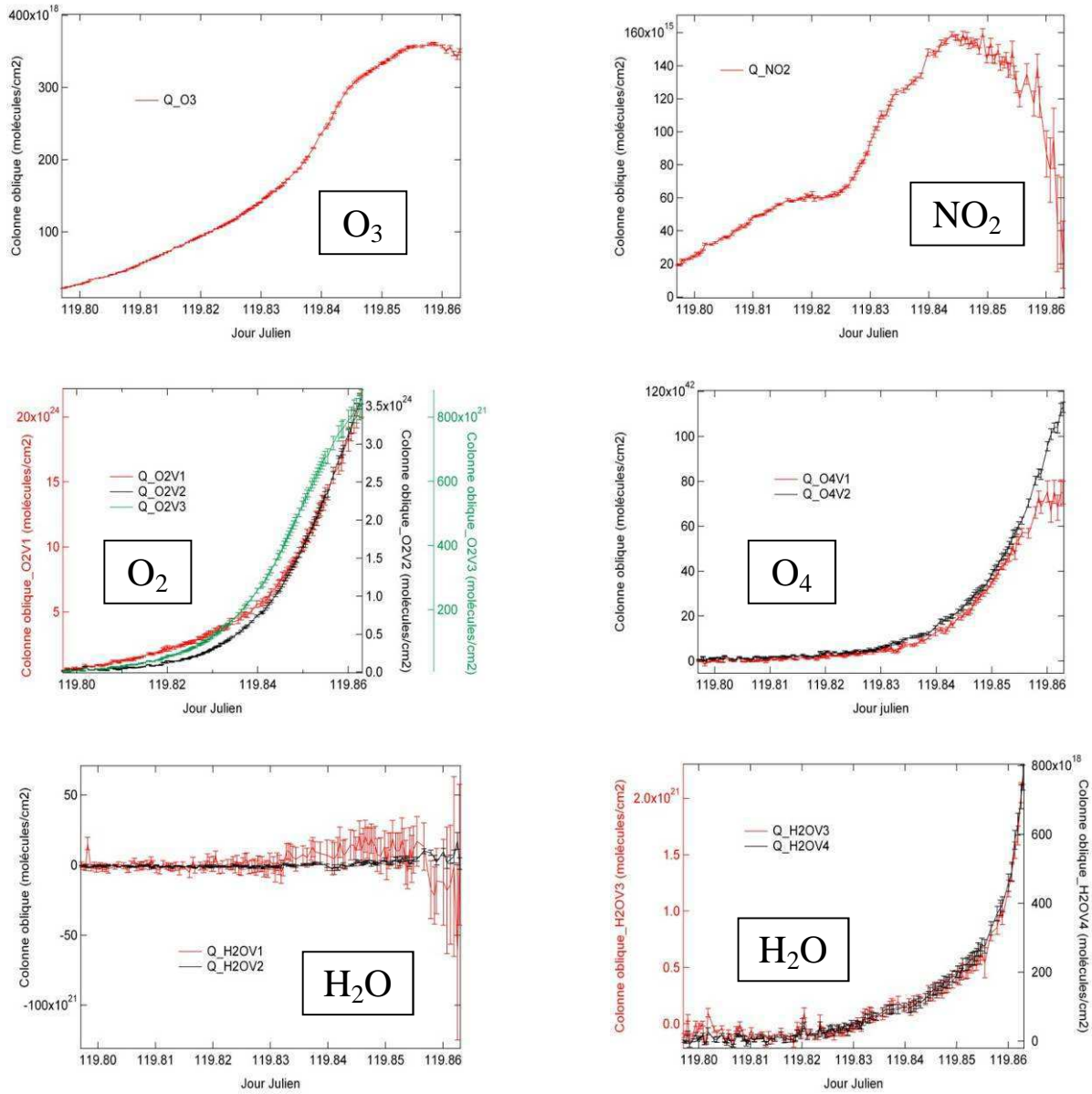


Figure 55. Mesures au coucher du soleil avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude du point tangent et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450 (en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O_3 , NO_2 , O_2 (O_2V1 en rouge, O_2V2 en noir, O_2V3 en vert), O_4 (O_4V1 en rouge et O_4V2 en noir) et H_2O (à gauche : H_2OV1 en rouge et H_2OV2 en noir, à droite : H_2OV3 en rouge et H_2OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM

Le CI augmente progressivement à partir d'un SZA de 93° , la contribution de la diffusion Rayleigh étant de plus en plus importante. Le soleil rougit. Aucune diminution brusque n'est observée à angle zénithal élevé, le rayonnement solaire direct reste prépondérant jusqu'à 94.5° .

Les flux à 450 et 600 nm montrent des valeurs proches avec une différence moyenne de 100000 coups jusqu'à un SZA de 92°, puis ensuite une atténuation du signal à partir du SZA à 93.4°. L'effondrement du signal est plus rapide à 450 nm, ce qui explique la difficulté de mesurer certains constituants dans ce domaine spectral. Les flux présentent des fluctuations au plafond, dues à la rotation lente de la nacelle. Le flux à 890 nm reste quasi constant à une valeur de 200 000 coups jusqu'à 93.4° où l'atténuation du flux se fait progressivement jusqu'à 60 000 coups contrairement aux autres longueurs d'onde.

Comparés aux profils de la montée, les erreurs sur les mesures sont plus faibles pendant l'occultation.

Un pic d'ozone de $3.6 \cdot 10^{20}$ molécules/cm² apparaît à la fin du crépuscule à 94.6 ° avec des erreurs de l'ordre de 0.4 % au cours du coucher du soleil.

A l'inverse le pic de NO₂ apparaît plus tôt dans le temps à 93.6 ° et les erreurs de l'ordre de 1.2 % avant cet angle zénithal augmentent ensuite très vite atteignant plus de 20 % à 100 % à la fin du crépuscule. Le flux à 450 nm diminue très vite à partir de 93.4 °. Sachant que NO₂ est mesuré entre 430 nm et 500 nm cela explique l'augmentation des barres d'erreurs.

Les colonnes obliques de O₂ mesurées à partir de 625 nm montrent le comportement inverse de la montée, avec une augmentation continue des quantités jusqu'à la fin du crépuscule. L'atténuation des flux dans le visible n'influence que très peu la mesure de ce constituant. La saturation des raies est visible sur O₂V3 (en vert) avec une structure plus arrondie pour les quantités élevées. Les erreurs sont du même ordre de grandeur qu'à la montée de 4.5 % en moyenne pour O₂V1 (en rouge) et ~ 3 % pour les deux autres bandes.

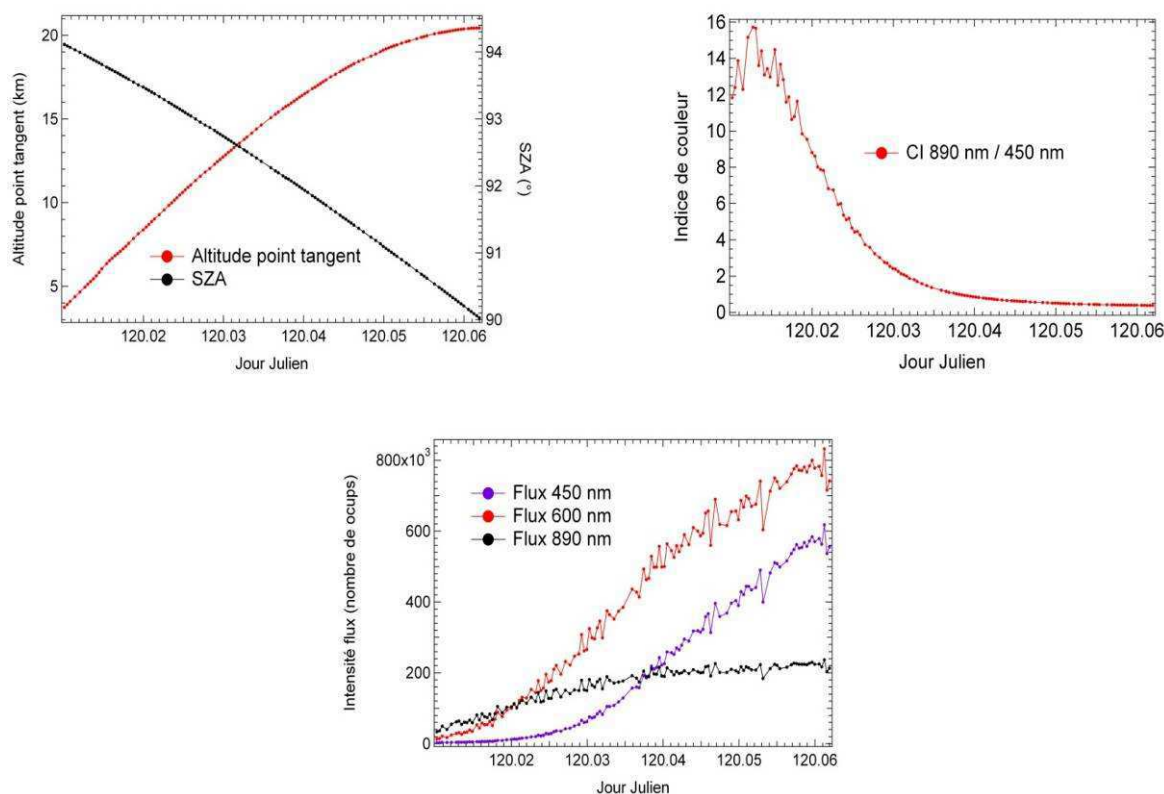
O₄V1 (en rouge) est mesuré entre 455 et 500 nm avec une erreur de $1.5 \cdot 10^{42}$ à $5 \cdot 10^{42}$ molécules/cm² à partir de 94°. De la même façon que pour NO₂, l'atténuation du flux à 450 nm devient trop importante pour poursuivre les mesures au-delà de 94° (en-dessous de 12 km d'altitude). La deuxième bande O₄V2 (en noir) est moins perturbée puisque la mesure se fait entre 550 et 650 nm où l'effondrement du flux est moins rapide.

Les quantités de vapeur d'eau sont très faibles dans les hautes couches de l'atmosphère, de l'ordre de quelques ppm. La sensibilité des bandes H₂OV1 et H₂OV2 ne permet pas de mesurer correctement ces quantités avec une précision de plus de 50 %. Pour les bandes H₂OV3 et H₂OV4, la saturation des raies joue toujours un rôle important mais les erreurs diminuent avec 20 % en moyenne pour H₂OV3 et 10 % pour H₂OV4 quand les quantités sont positives.

Les erreurs sur les mesures sont plus faibles pour toutes les espèces au cours du crépuscule. Le CI permet une bonne estimation du SZA maximum (ici 94.8°) au-delà duquel il n'est plus possible de poursuivre les mesures. La colonne oblique d' O_3 est correctement mesurée jusqu'à la fin du crépuscule ($SZA = 94.6^\circ$) avec des erreurs augmentant peu, contrairement à NO_2 ou O_4V1 dont les barres d'erreur augmentent à partir d'un SZA supérieur à 93.6° . Les quantités étant plus élevées qu'à la montée pour tous les constituants, la saturation des raies d' O_2 et de H_2O va jouer un rôle important dans l'inversion des profils verticaux.

3) Occultation au lever du soleil

De la même façon que pour le coucher, les mesures des constituants au lever du soleil se font à angle zénithal compris entre 94.1° et 90.03° , soit entre 00H15 et 01H29 TU. La figure 56 présente les colonnes obliques des constituants suivant le même schéma que la figure 55.



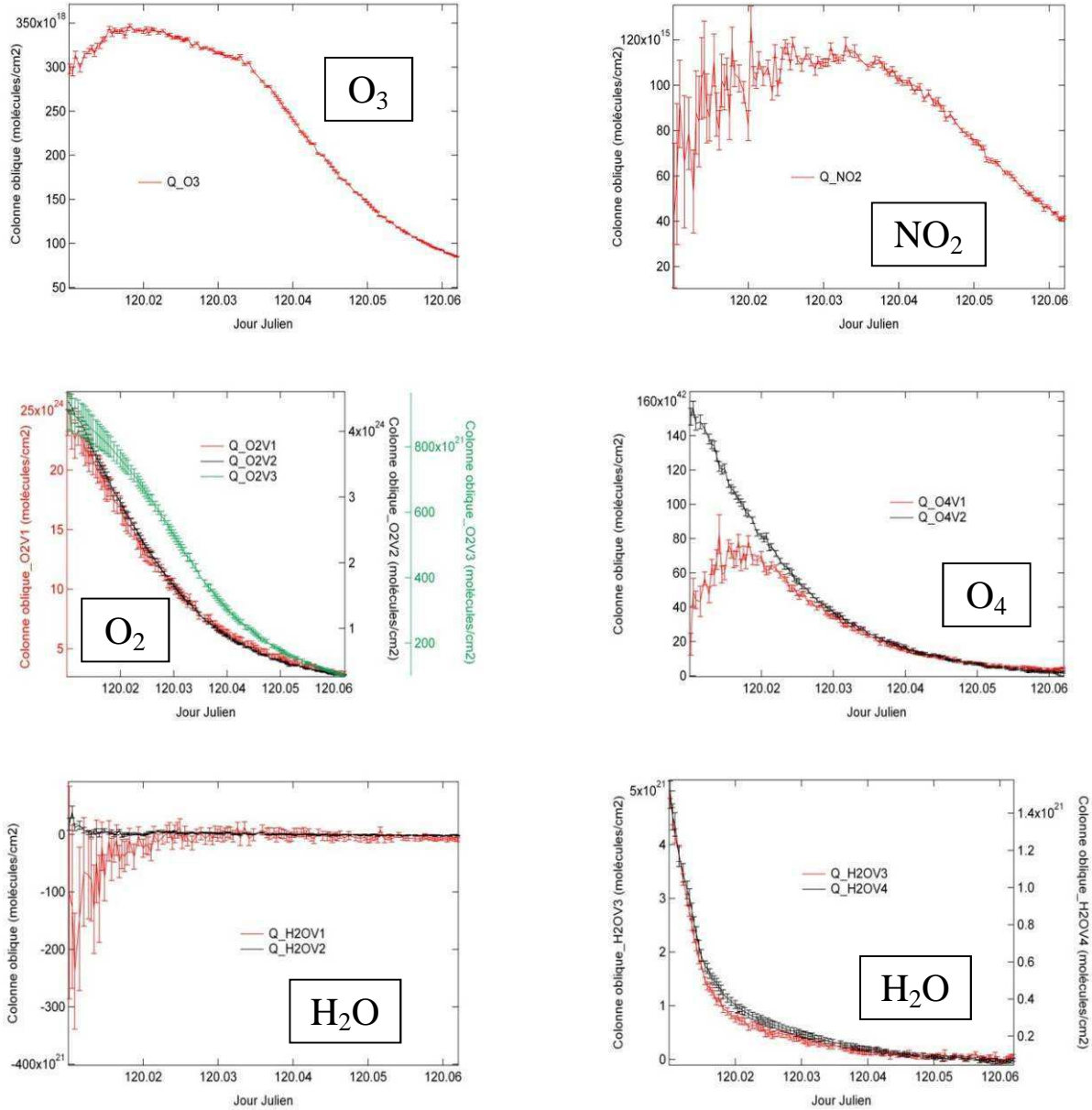


Figure 56. Mesures au lever du soleil avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude du point tangent et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450(en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O_3 , NO_2 , O_2 (O_2V1 en rouge, O_2V2 en noir, O_2V3 en vert), O_4 (O_4V1 en rouge et O_4V2 en noir) et H_2O (à gauche : H_2OV1 en rouge et H_2OV2 en noir, à droite : H_2OV3 en rouge et H_2OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM

L'altitude du point tangent commence à 4 km pour atteindre l'altitude maximale de 21 km, soit 7 km de moins qu'au coucher.

L'indice de couleur diminue avec le lever du soleil. Les flux augmentent avec le lever du soleil. Le flux à 890 nm atteint une valeur maximale constante de 200 000 coups rapidement,

contrairement au flux à 450 nm qui suit une lente croissance. Aucun pic dans le signal n'est visible mettant en évidence l'absence de nuages.

Les colonnes obliques pendant le lever du soleil présentent les mêmes structures qu'au coucher mais de façon inversée du fait de la décroissance du SZA.

Les pics d'O₃ et de NO₂ sont présents à des SZA inférieurs à ceux du coucher respectivement de 93.6° et 93°. De la même manière qu'au coucher, les profils de NO₂ et O₄V1 présentent des barres d'erreur de l'ordre de 10 à 15 % pour un angle zénithal supérieur à 93°. La faible intensité du flux à 450 nm au-dessus de 93° (inférieure à 40 000 coups) entraîne une perte de la sensibilité de la mesure.

Le profil d'O₂V3 quant à lui présente une structure plus distincte en cloche qu'auparavant. On distingue maintenant ce même impact de la saturation sur O₂V2.

Les bandes de H₂OV1 et H₂OV2 restent toujours peu sensibles, et les mesures de H₂OV3 et H₂OV4 présentent moins de variations qu'au coucher avec des erreurs du même ordre de grandeur.

Le CI montre qu'aucune exploitation des données n'est possible pour un SZA > 93.9°. Les colonnes obliques au cours du lever présentent moins de fluctuations avec un flux moins bruité et des erreurs de mesures du même ordre de grandeur. La mesure de NO₂ et O₄V1 reste cependant difficile pour des angles supérieurs à 93° avec une atténuation du signal plus importante dans le visible.

B. Inversion des profils verticaux

L'inversion des colonnes obliques en profils verticaux repose sur la méthode dite de « pelure d'oignon », décrite dans le chapitre 2 de la première partie. Le principe consiste à découper l'atmosphère en couches concentriques de 1 km d'épaisseur et à en déduire la concentration à partir de la répartition de la densité de colonne dans chaque couche et de la concentration déjà calculée dans les couches supérieures. La méthode est valable tant que le rayonnement solaire direct est prédominant par rapport à la lumière diffusée.

La colonne résiduelle présente dans le spectre de référence est la quantité restante de l'espèce au-dessus de l'altitude maximale du ballon. Cette quantité peut être définie à partir d'un profil ou d'un modèle climatologique. Cependant il est possible de la déterminer en calant les profils de la montée et des crépuscules les uns sur les autres.

Les profils verticaux de chaque espèce vont être présentés dans ce paragraphe accompagnés de comparaisons de mesures réalisées par d'autres instruments.

1) Ozone

Profils verticaux du mini-SAOZ

L'ozone est mesuré dans le visible entre 470 nm et 625 nm. La quantité résiduelle d'ozone dans le spectre de référence déterminée pour les trois profils verticaux est de $3.3 \cdot 10^{19}$ molécules/cm².

La figure 57 présente les profils verticaux d'O₃ au cours de la montée, du coucher et du lever du soleil en concentration en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite).

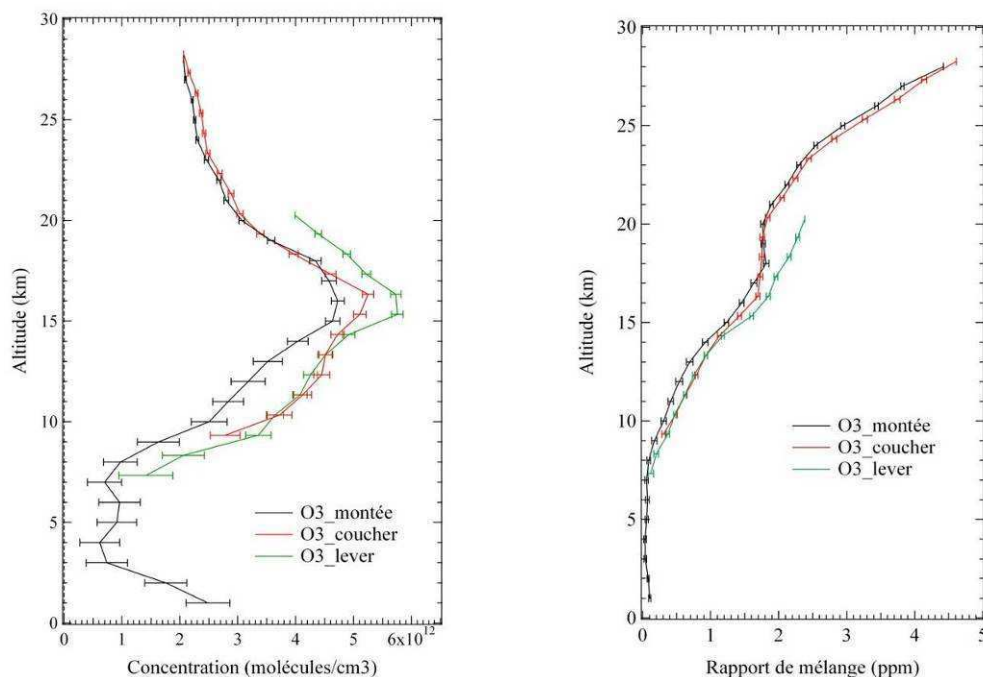


Figure 57. Profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ à la montée (en noir) au coucher du soleil (en rouge) et au lever du soleil (en vert) en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)

Le pic d'ozone se situe vers 16 km d'altitude avec des valeurs différentes suivant la période du vol : à la montée le maximum d'ozone est de $4.7 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (1.45 ppm). Au coucher, cette concentration est plus élevée de $5.2 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (1.7 ppm), et au lever du soleil elle augmente encore pour atteindre $5.7 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (1.85 ppm).

Le lieu des mesures par rapport à la position du vortex varie avec l'altitude et la phase de vol (figures 45 et 46) :

- A 13.3 km : le ballon est extérieur au vortex à la montée. Par contre aux crépuscules la position du point tangent est en bordure du vortex

- A 17 km : le ballon est plus en bordure de vortex à la montée que les points tangents aux crépuscules
- A 19 km : au coucher du soleil, le point tangent se situe au cœur du vortex et légèrement plus à l'extérieur à la montée et au lever
- A 22.2 km : Les mesures sont faites dans le centre du vortex à la montée et au coucher. Les données au lever du soleil s'arrêtent à 21 km
- A 25.6 km : les positions du ballon et de point tangent à la montée et au coucher sont les mêmes

En résumé, les mesures sont plus à l'extérieur du vortex au cours de la montée en dessous de 19 km. Les positions des points tangents aux crépuscules sont similaires par rapport au vortex en dessous de 17 km. Par contre au-dessus de 19 km, la position du point tangent au coucher du soleil est identique. Au-dessus de 19 km, plus la position de la mesure est proche du centre du vortex, plus la quantité d'O₃ diminue, à l'inverse, en dessous de 19 km, plus on est dans le vortex plus la concentration d'O₃ augmente.

Les profils à la montée et au coucher sont similaires entre 17 et 28 km et divergent aux altitudes inférieures. Les profils au coucher et au lever à l'inverse sont en accord entre 9 et 14 km, et divergent aux altitudes supérieures.

Les erreurs relatives sur les concentrations sont inférieures à 3% au-dessus de 15 km. A la montée elles sont supérieures à 10% en-dessous de 10 km. A l'occultation elles sont inférieures à 10% entre 9 et 15 km.

Les différences de concentrations entre les profils s'expliquent par des positions différentes par rapport au vortex. Les cartes de vorticité (figures 45 et 46)   12h00 TU le 29 avril 2010 pour la montée et le coucher et   12h00 TU le 30 avril 2010 pour le lever du soleil ne représentent qu'une première approximation de la position du vortex qui varie entre les deux simulations.

A cette époque de l'année le maximum d'ozone devrait se situer à une altitude plus  lev e. Le refroidissement radiatif du vortex entraîne une descente diabatique des masses d'air (Denis, 1999) avec un transport de l'ozone de la moyenne vers la basse stratosphère d'où le pic d'ozone à plus basse altitude et les concentrations plus  lev es dans le vortex aux crépuscules que proche du bord à la montée.

Au-dessus de 19 km les cartes montrent que le ballon à la montée et le point tangent au coucher se situent au cœur du vortex. Ce dernier isole les masses d'air des basses latitudes et favorise la destruction de l'ozone par des cycles catalytiques mettant en jeu les composés chlorés et bromés. De plus la descente diabatique li e au vortex entraîne une diminution de la

concentration d’ozone aux plus hautes altitudes. Les positions à ces deux étapes du vol par rapport au vortex expliquent les faibles concentrations d’ozone au-dessus de 19 km.

Comparaison avec le radiosondage ozone du 25 avril 2010

Un radiosondage ozone fut pratiqué à Kiruna le 25 avril 2010, soit 4 jours avant le vol du mini-SAOZ (base de données de l’EGIS, Esrange Geophysical Information Services). Les mesures de la sonde dans la stratosphère ont une précision de 5%.

La figure 58 présente les mesures in-situ d’ozone de ce dernier comparées aux données du mini-SAOZ.

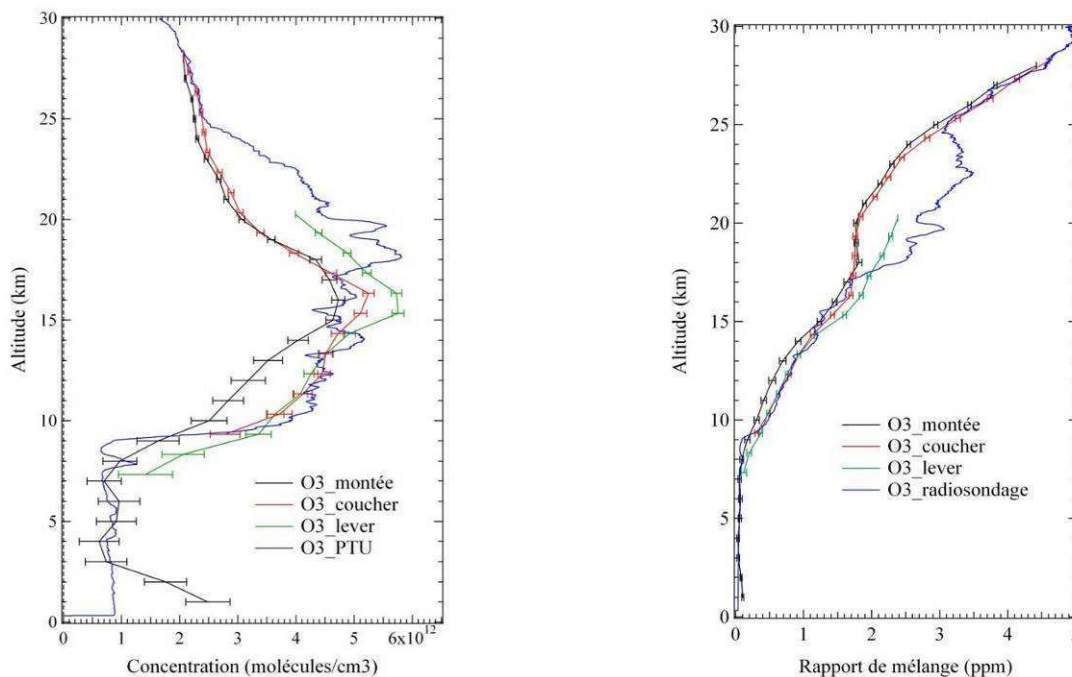


Figure 58. Comparaison entre les profils verticaux d’O₃ du mini-SAOZ et le profil du radiosondage ozone du 25 avril 2010 en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)

Le pic d’ozone du radiosondage se situe à une altitude plus élevée vers 18-20 km avec une concentration maximale de $5.8 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (2.5 ppm). Entre 3 et 9 km le profil du radiosondage est en accord dans les barres d’erreurs avec celui du mini-SAOZ à la montée, puis entre 9 et 17 km avec le crépuscule du coucher. Les concentrations de la radiosonde sont plus élevées entre 17 et 25 km, mais de nouveau en bon accord dans les barres d’erreur au-dessus de 25 km avec les profils de la montée et du coucher.

Pour mieux comprendre la différence entre 17 et 25 km il faut tenir compte des positions des points de mesure par rapport au vortex.

La figure 59 présente les cartes de vorticité potentielle du 25 avril 2010 à 12h00 TU avec la position du radiosondage représentée par un point jaune.

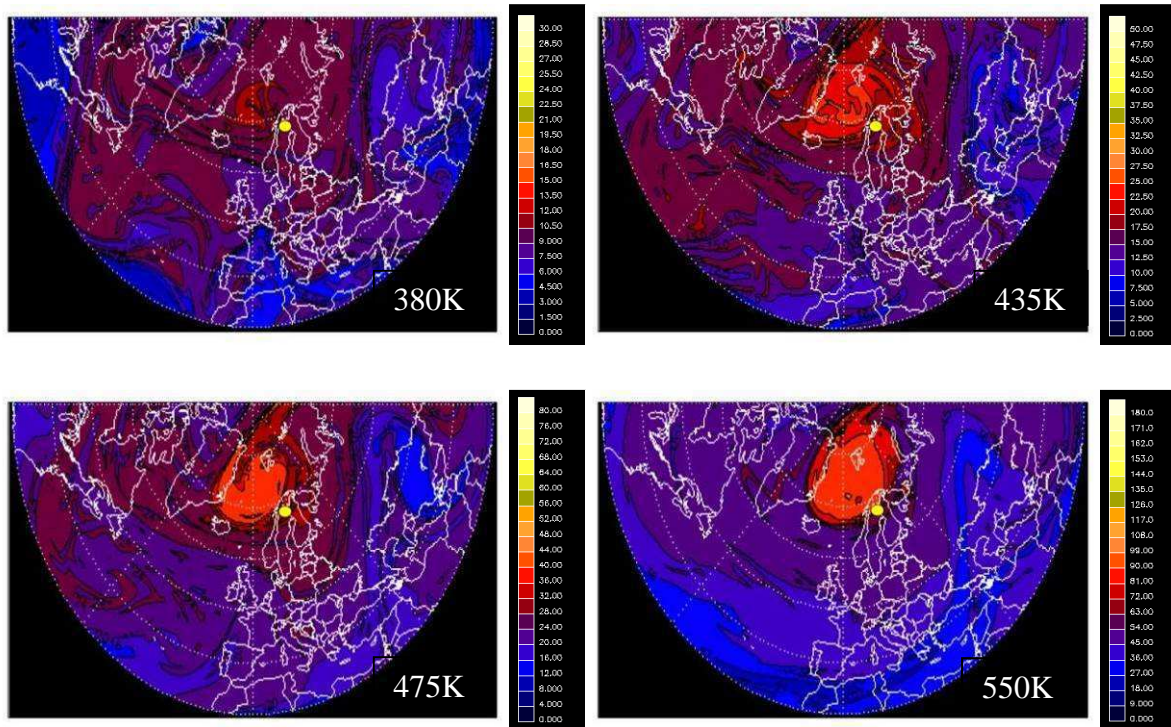


Figure 59. Cartes de vorticité potentielle du 25 avril 2010 à 12 UT, avec position de la sonde ozone suivant les altitudes isopotentielle

La radiosonde se situe en bordure de vortex le 25 avril 2010 à tous les niveaux isentropes avec une vorticité potentielle à 475 K (figure 59) de 28-30 p.u. et comprise entre 63 à 72 p.u. à 550K. Le vol du mini-SAOZ se situe quant à lui plus à l'intérieur du vortex aux niveaux supérieurs à 475 K au coucher du soleil (figure 45) avec des valeurs de vorticité comprises entre 36 et 40 p.u. à 475 K et de l'ordre de 90 p.u. à 550 K.

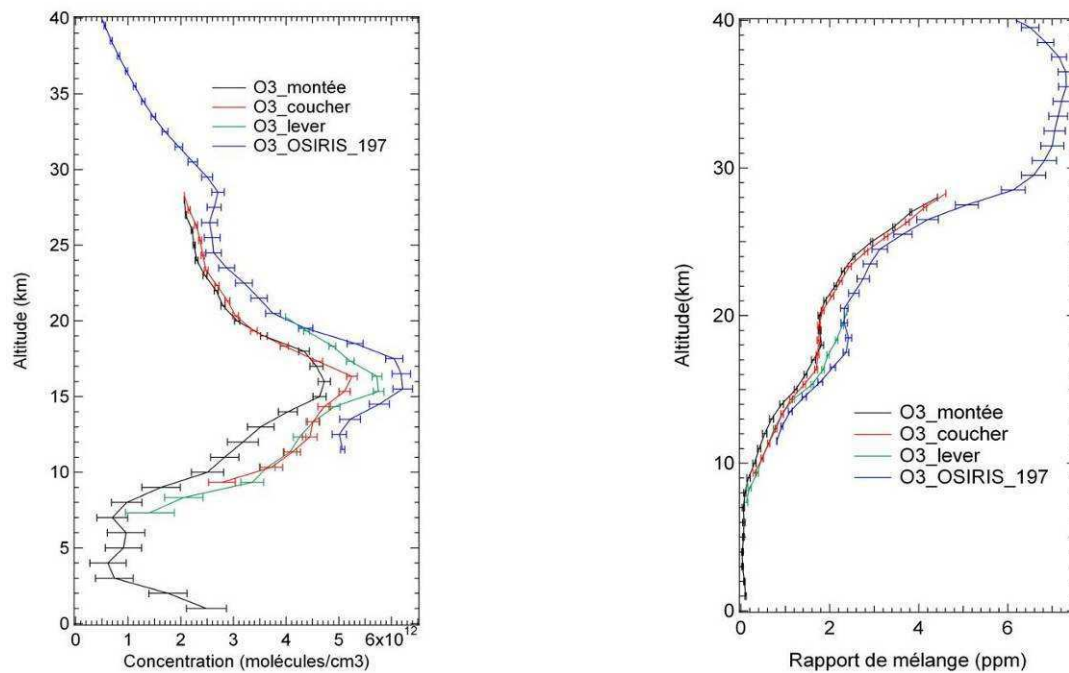
La différence de concentration entre 17 et 25 km s'explique par une position différente du radiosondage et du mini-SAOZ dans le vortex. Le radiosondage se situant plus en bordure du vortex, la descente diabatique vers les plus basses couches ainsi que la destruction d'ozone au-dessus de 19 km ne sont pas des phénomènes visibles sur le profil d'O₃. Cependant une bonne correspondance dans les barres d'erreur existe entre les profils aux autres altitudes.

Comparaison avec ODIN-OSIRIS

OSIRIS (Optical Spectrograph and Infrared Imager System) est un instrument canadien à bord du satellite franco-suédois ODIN en orbite depuis février 2001 (Murtagh et al, 2002). Cet instrument mesure le rayonnement solaire diffusé au limbe dans la région spectrale comprise

entre 280 et 800 nm avec une résolution spectrale de 1 nm (Tukiainen et al., 2008) et une résolution verticale de 2 km en moyenne (Bourassa et al., 2012). OSIRIS est le premier instrument satellitaire dédié aux mesures continues de la composition verticale de la haute troposphère jusqu'à la basse mésosphère, avec un spectre s'étendant de l'UV au visible. Son large domaine spectral permet de mesurer l'ozone, le dioxyde d'azote, BrO ainsi que OCIO. Le principe de la mesure repose sur la méthode DOAS identique au mini-SAOZ. Les sections efficaces utilisées pour OSIRIS pour l'ozone sont celles de Bogumil, Orphal et Burrows (Bogumil et al., 2003) ajustées à l'instrument (OSIRIS Level 2 daily data products, 2012). La précision estimée sur les mesures d'O₃ est de 3-5 % entre 20 et 50 km et diminue aux altitudes inférieures.

La figure 60 présente une comparaison entre le profil d'OSIRIS à 70.8 N et 26.5 E (n°197), tiré de la base de données du serveur d'ODIN (<http://osirus.usask.ca/>) et ceux du mini-SAOZ accompagnée de la carte de la vorticité potentielle à 435 K.



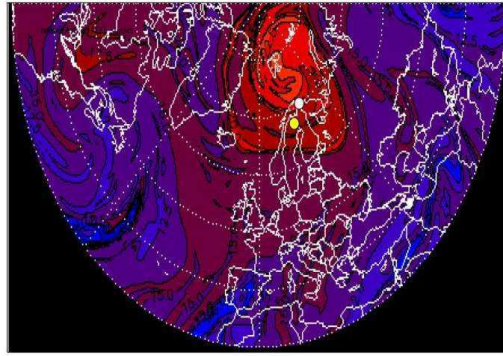


Figure 60. En haut : Comparaison entre le profil d'OSIRIS et ceux du mini-SAOZ du 29 avril 2010 en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite). En bas : Carte de vorticité potentielle au niveau isentropique 435K avec les positions du mini-SAOZ (point jaune) et du point de mesure d'OSIRIS (point blanc)

Les mesures d'OSIRIS s'arrêtent à 13 km. Le profil d'OSIRIS fut acquis vers 17H20 TU le 29 avril 2010, soit au même instant que le début du vol du mini-SAOZ. Le pic d'ozone est présent à la même altitude que sur les profils du mini-SAOZ avec une concentration de $6.2 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (1.9 ppm) plus élevée de $0.5 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ qu'au lever. OSIRIS acquiert son profil plus au centre du vortex que le mini-SAOZ à 17 km. La descente diabatique des masses d'air en dessous de 19 km dans le vortex explique les concentrations plus élevées du profil d'OSIRIS au niveau du pic d'O₃.

La figure 61 montre une comparaison avec des profils d'OSIRIS mesurés à l'extérieur du vortex et une carte de vorticité potentielle à 435 K présentant les positions de ces points de mesures.

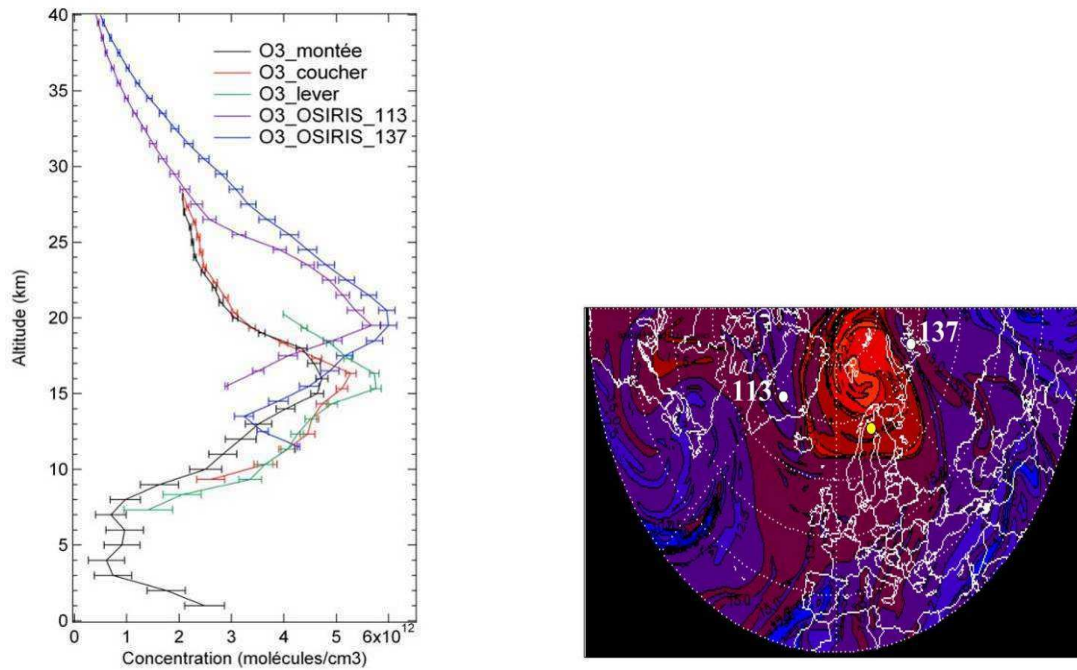


Figure 61. A gauche : Comparaison entre les profils d'OSIRIS hors vortex et ceux du mini-SAOZ. A droite : Carte de vorticité potentielle à 435 K avec les positions des points de mesures d'OSIRIS (points blancs 113 et 137) et du mini-SAOZ (point jaune)

Les profils d'OSIRIS aux points 113 et 137 ont été mesurés respectivement aux coordonnées (70 N, 40W) et (72.5 N, 72.5 E), à l'extérieur du vortex. Ils présentent des maxima d'ozone à une altitude plus élevée que le mini-SAOZ à 20 km avec des concentrations relativement plus abondantes. L'impact sur l'altitude du pic d'ozone de la position du point de mesure par rapport au vortex est mis en évidence par cette comparaison.

Les figures présentées dans ce paragraphe permettent de conclure que l'instrument OSIRIS observe le pic d'ozone à la même altitude que le mini-SAOZ à la position la plus proche de ce dernier avec toutefois un décalage en concentration de 0.5 à $1.5 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ respectivement au lever et à la montée. Les deux instruments observent de la même façon l'influence du vortex sur la concentration d'ozone. Cependant les barres d'erreur d'OSIRIS de 3.5 % en moyenne restent plus élevées que celles du mini-SAOZ qui évoluent entre 1.5 et 2 % au-dessus de 13 km pour les trois profils.

Comparaison avec MLS

MLS (Microwave Limb Souder) est l'un des quatre instruments du système d'observation de la Terre EOS (Earth Observing System) à bord du satellite AURA, lancé le 15 juillet 2004. MLS mesure les émissions micro-ondes thermiques de l'atmosphère par observation au limbe.

Le but de cet instrument est de déterminer la composition et la température de l'atmosphère à des altitudes comprises entre 8 et 90 km (Cofield, et al., 2006). Il mesure les profils verticaux de 14 espèces traces, dont l'ozone et la vapeur d'eau, avec une résolution horizontale de 165 km (Barret, et al., 2006). Les mesures d'ozone sont faites par le radiomètre de fréquence 240 GHz avec une résolution verticale de l'ordre de 3 km entre 261 et 0.2 hPa et une précision de 0.04 ppmv entre 215 et 46 hPa et de 0.1 à 0.5 ppmv entre 22 et 0.1 hPa.

La figure 62 présente une comparaison entre les profils du mini-SAOZ et celui de MLS à 70.28 N et 25.56 E acquis le même jour. Les données de MLS utilisées pour cette étude sont tirées de la base de données de la NASA (http://mls.jpl.nasa.gov/products/o3_product.php).

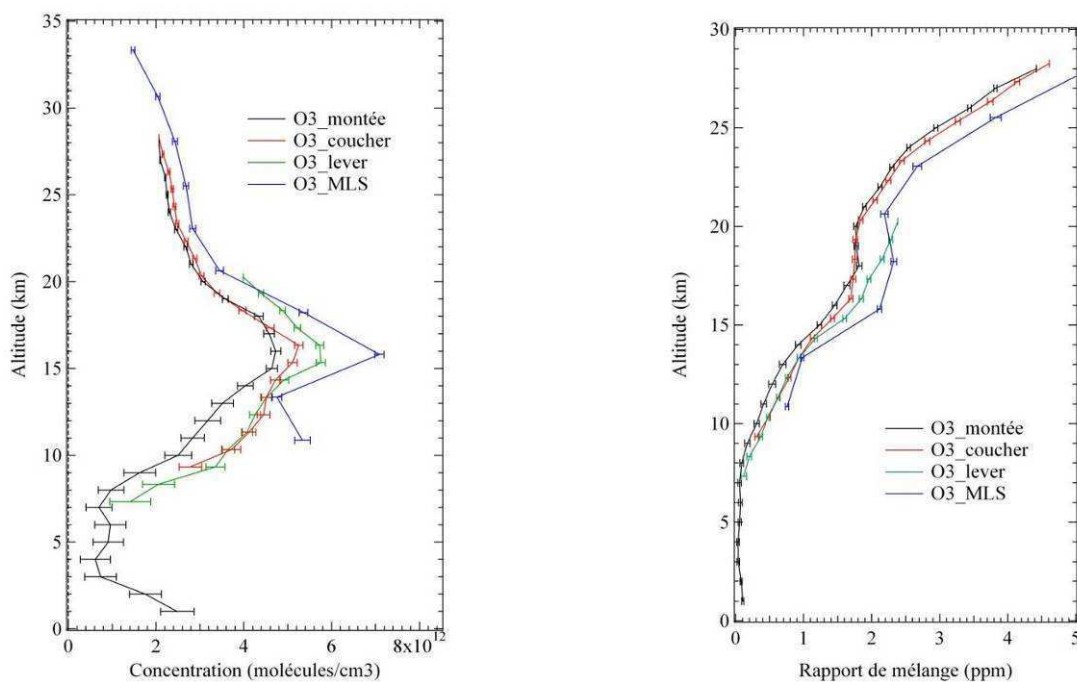


Figure 62. Comparaison entre les profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ et de MLS à 70.28 N et 25.56 E le 29 avril 2010 en concentration en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)

Les profils de MLS et du mini-SAOZ présentent un pic d'ozone à la même altitude de 16 km. Un décalage en concentration de $1.3 \cdot 10^{12}$ à $2.3 \cdot 10^{12}$ molécules/cm³ (respectivement lever et montée) apparaît entre les profils de MLS et du mini-SAOZ, semblable à celui observé avec OSIRIS. Les profils d'OSIRIS et de MLS ont été mesurés quasiment à la même position.

Les concentrations de MLS sont supérieures à celles du mini-SAOZ au coucher du soleil de 13 à 16 % au-dessus de 21 km, et jusqu'à 33 % aux altitudes inférieures. Au lever du soleil, ces différences sont plus faibles avec des valeurs comprises entre 2 et 17% au-dessus de 13 km. A la montée les différences sont plus grandes avec des valeurs supérieures à 27%.

Les observations de MLS sont similaires à celles du mini-SAOZ qui montrent un maximum de concentration à basse altitude dans le vortex.

De la même façon qu'avec OSIRIS, les différences entre les profils s'expliquent par la position du point de mesure par rapport au vortex polaire.

Comparaison avec le modèle REPROBUS

Le Modèle de Circulation Générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMDz GCM) est couplé au modèle 3D de chimie-transport REPROBUS (REactive Processes Ruling the Ozone Budget in the Stratosphere) depuis 2004. Ce module de chimie-transport calcule l'évolution chimique de 55 espèces atmosphériques à l'aide de 160 réactions chimiques en phase gazeuse et 6 réactions hétérogènes pour les aérosols d'acide sulfurique et les PSC (Polar Stratospheric Cloud) (Jourdain et al., 2008). Il contient une description détaillée des O_x , NO_x , HO_x , ClO_x , BrO_x et CHO_x . Les calculs sont faits à partir des champs de vent et de température issus des analyses ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) et sont imposés toutes les 6H. Le schéma de transport est basé sur un modèle semi-lagrangien. La résolution spatiale est de $2^\circ \times 2^\circ$ en latitude et longitude pour l'échelle horizontale (220 km) et de quelques kilomètres pour l'échelle verticale. Les profils verticaux sont calculés sur 91 niveaux, depuis le sol jusqu'à 0.01 hPa (Viatte, 2011).

La figure 63 présente la comparaison entre les données du modèle REPROBUS disponibles sur ETHER, au-dessus de Kiruna et celles du mini-SAOZ. Les données de REPROBUS sont calculées pour trois heures différentes, à 18H30 et 19H30 le 29 avril et 01H00 le 30 avril.

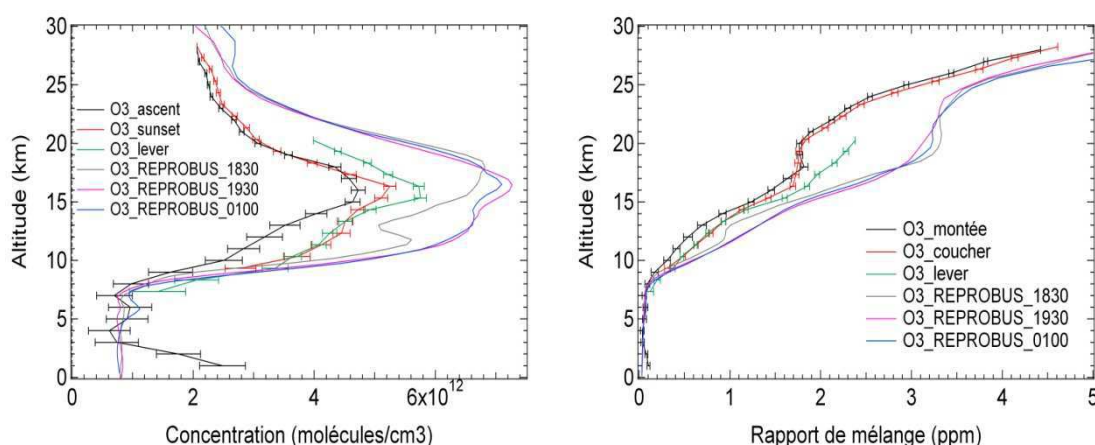


Figure 63. Comparaison entre les profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ et du modèle REPROBUS en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)

Les profils de REPROBUS présentent un maximum de concentration d’ozone de 7.10^{12} molécules/cm³ vers 16.5 km. Les concentrations calculées par le modèle sont plus élevées que celles mesurées par le mini-SAOZ au-dessus de 9 km. Cependant l’altitude du maximum d’ozone est quasiment la même pour le modèle et le mini-SAOZ, ce qui montre que REPROBUS prend en compte la descente diabatique dans le vortex. Par contre, il sous-estime la destruction d’ozone aux altitudes supérieures à 17 km, qui a pu se produire au cours des mois précédents.

Conclusion

Les mesures d’ozone du mini-SAOZ présentent des erreurs relatives inférieures à 12% au-dessus de 10 km à la montée et inférieures à 5 % pour ces mêmes altitudes aux crépuscules.

Les profils du mini-SAOZ sont en accord dans les barres d’erreur avec les données du radiosondage avec des différences inférieures à 10 % au coucher excepté dans l’intervalle 18-24 km où la position relative par rapport au vortex est différente. Les comparaisons avec les données des satellites OSIRIS et MLS montrent des structures de profils similaires dans les tranches d’altitude situées de la même façon par rapport au vortex polaire avec cependant des décalages en concentration persistants de l’ordre de 10-20 % attribués à leur lieu d’observation situé plus au cœur du vortex.

Un désaccord apparaît entre REPROBUS et le mini-SAOZ. Le modèle prend en compte la descente diabatique dans le vortex avec un pic de maximum d’ozone à une altitude de 16.5 km, seulement il ne voit pas les concentrations plus faibles au-dessus de 17 km, probablement dues à une sous-estimation de la destruction d’ozone au cours des mois précédents.

La plus basse altitude du maximum de concentration d’ozone est cohérente avec une descente diabatique au sein du vortex et les faibles concentrations observées au-dessus de 17 km indiquent une destruction sensible de l’ozone au sein de ce dernier (Von Hobe, et al., 2012).

2) Dioxyde d’azote

Profils verticaux du mini-SAOZ

Le domaine spectral de mesure du NO₂ s’étend de 430 à 500 nm. La quantité résiduelle persistant dans le spectre de référence est estimée à $2.9.10^{16}$ molécules/cm².

La figure 64 présente les profils verticaux de NO₂ du mini-SAOZ au cours de la montée, du coucher et du lever du soleil en concentration en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppb (à droite).

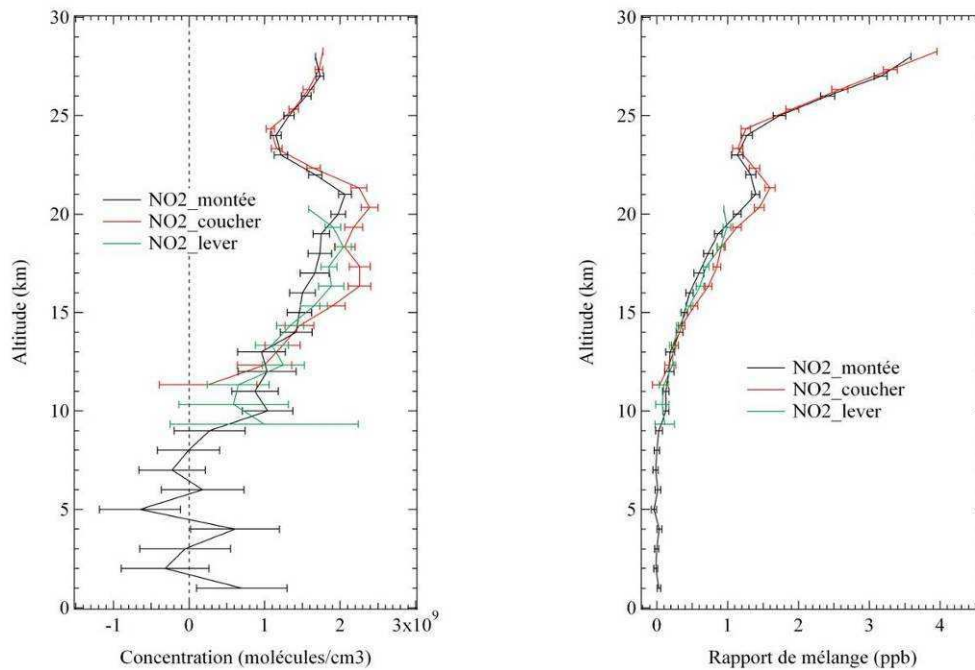


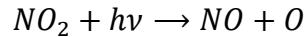
Figure 64. Profils verticaux de NO_2 du mini-SAOZ à la montée (en noir) au coucher du soleil (en rouge) et au lever du soleil (en vert) en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppb (à droite)

Le maximum de NO_2 apparaît à une altitude relativement basse de 20-21 km avec des valeurs n'excédant pas $2.4 \cdot 10^9$ molécules/cm³ et 1.6 ppb. Le profil à la montée présente des valeurs quasi nulles avec des barres d'erreur importantes de l'ordre de $5 \cdot 10^8$ molécules/cm³ dans la troposphère. Entre 15 et 21 km, les concentrations de NO_2 sont plus faibles à la montée de $5 \cdot 10^8$ molécules/cm³ qu'au coucher du soleil et entre 21 et 28 km ces mêmes profils présentent une structure similaire avec une diminution rapide de NO_2 . Les valeurs des concentrations au lever sont comprises entre celles de la montée et du coucher. En-dessous de 12 km, les barres d'erreur augmentent rapidement avec des valeurs supérieures à 25 %. Les erreurs relatives lors de la montée sont inférieures à 15% au-dessus de 14 km d'altitude et à 9% à partir de 18 km. Au coucher et au lever du soleil, elles sont inférieures à 10% aux altitudes supérieures à 15 km.

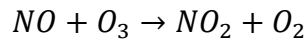
Plusieurs mécanismes interviennent pour expliquer les structures de profils de NO_2 . Premièrement les concentrations dans la troposphère sont inférieures au seuil de détection de l'instrument, qui explique les variations et les faibles valeurs à la montée en-dessous de 10 km.

Deuxièmement, les différences entre la montée et le coucher s'expliquent par la formation rapide de NO_2 à la tombée de la nuit.

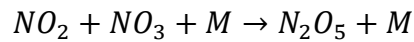
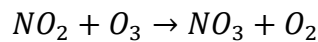
De jour, NO₂ est photodissocié en NO et ces deux composés sont en équilibre photochimique (Delmas, et al., 2005).



Au coucher du soleil, NO est rapidement transformé en NO₂ en réagissant avec l’ozone et la concentration de NO₂ augmente.



De nuit NO₂ se convertit en N₂O₅ par les réactions :



De jour, le trioxyde d’azote NO₃ est rapidement photodissocié (5 secondes), ce qui explique que N₂O₅ ne se forme que de nuit. Cette réaction est à l’origine de la diminution nocturne de NO₂ dans la moyenne stratosphère. Elle demeure faible dans le cas du vol à Kiruna, la nuit ne durant que 2H (SZA > 95°). Une réduction de concentration entre le coucher et le lever du soleil n’apparaît qu’au-dessus de 20 km.

Troisièmement le minimum de NO₂ à 24 km s’explique par la présence du vortex. En effet celui-ci est en partie dénoxié et dénitrifié. La dénoxyfication est la transformation de NO₂ en espèces réservoirs pendant l’hiver polaire, tels que N₂O₅ et HNO₃. Par des réactions hétérogènes sur les nuages stratosphériques polaires (PSC), N₂O₅ va être amené à disparaître. La dénitrification, quant à elle, résulte de la capture des NO_x dans les cristaux d’acide nitrique trihydraté (NAT) des PSC dont la sédimentation à des altitudes inférieures entraîne une perte de NO_x. Ces deux processus engendrent des concentrations plus faibles de NO₂ dans la stratosphère au-dessus de 20 km.

Comparaison avec ODIN-OSIRIS

La figure 65 présente la comparaison entre le profil de NO₂ d’OSIRIS mesuré à la même position et à la même heure (17H20 TU) que l’ozone étudié auparavant (point 197).

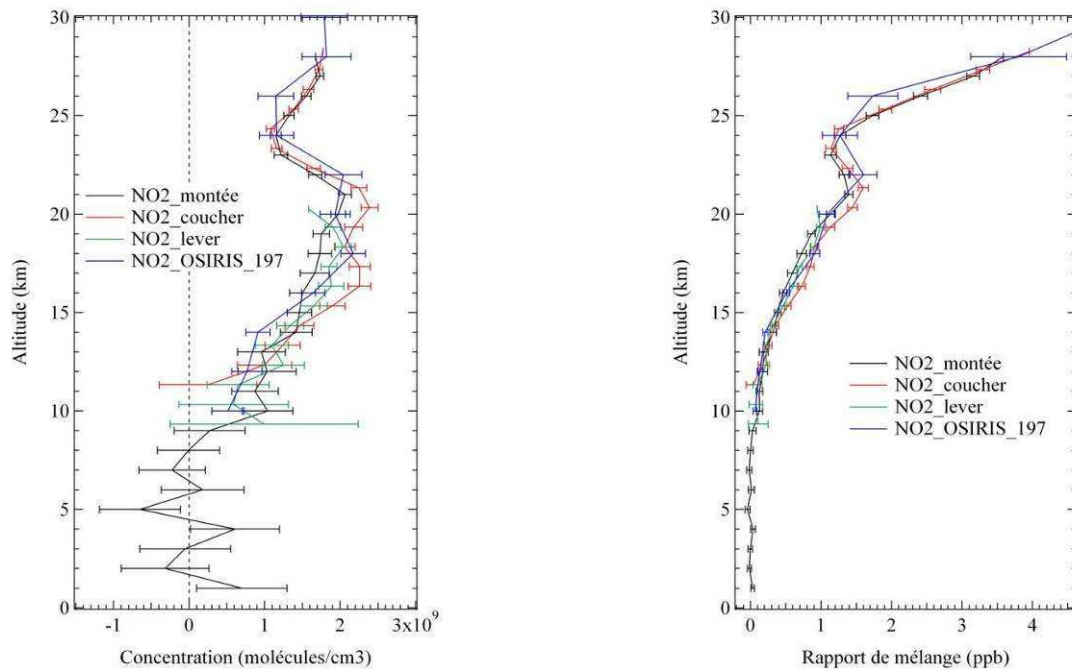


Figure 65. Comparaison entre les profils verticaux de NO_2 d'OSIRIS et du mini-SAOZ en concentration en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)

Le profil d'OSIRIS présente les mêmes structures que celui du mini-SAOZ au coucher du soleil avec deux maxima à 18 et 22 km (à gauche), mais 1.5 km plus élevées que celles du mini-SAOZ, ce qui peut s'expliquer à la fois par la position plus profonde des mesures d'OSIRIS dans le vortex mais aussi par les biais connus des restitutions d'altitude des observations au limbe. Les profils des deux observations sont compatibles dans les barres d'erreur avec des différences de 2 à 20 % au-dessus de 17 km, dues au décalage en altitude. On retrouve le creux de NO_2 vers 24-25 km dû au vortex partiellement dénitrifié.

Les profils de NO_2 du mini-SAOZ sont bien en accord avec celui d'OSIRIS et présentent les mêmes structures liées à la présence du vortex.

Comparaison avec le modèle REPROBUS

La comparaison entre les profils de NO_2 calculés par le modèle REPROBUS, aux trois heures définies précédemment, et ceux du mini-SAOZ est présentée sur la figure 66.

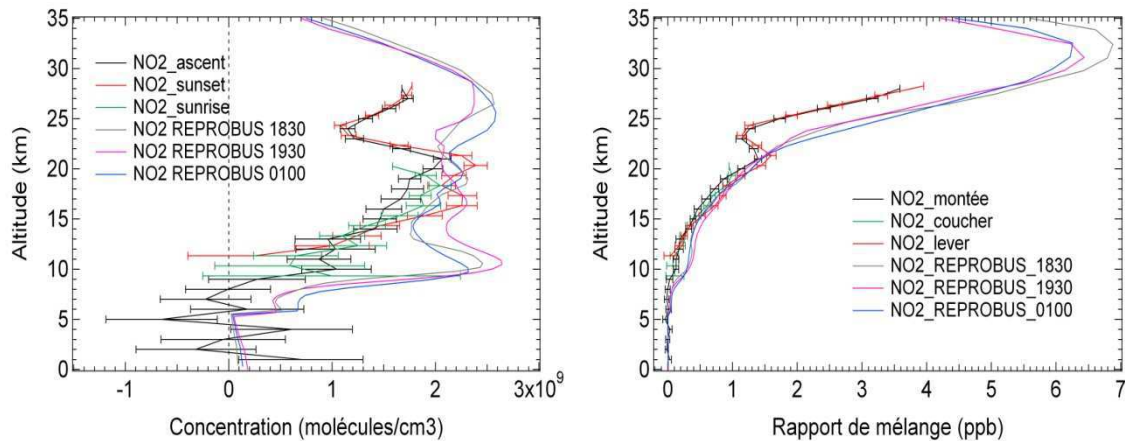


Figure 66. Comparaison entre les profils verticaux de NO_2 de REPROBUS et du mini-SAOZ en concentration en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppb (à droite)

Entre 15 et 21 km, les profils de REPROBUS et du mini-SAOZ montrent des accords dans les barres d'erreur. Aux altitudes supérieures, les concentrations sont surestimées dans le cas du modèle, qui ne voit pas l'impact des mécanismes de dénoxyfication et dénitrification survenus dans une période antérieure.

Conclusion

Les profils de NO_2 du mini-SAOZ présentent des erreurs relativement faibles avec des valeurs inférieures à 15 % au-dessus de 13 km à la montée et à 10 % au-dessus de 15 km aux crépuscules. Les mesures à l'occultation restent cependant limitées aux altitudes au-dessus de 13 km à cause de la forte atténuation Rayleigh du flux solaire à basse altitude. Les différences entre la montée, le coucher et le lever du soleil sont cohérentes avec les variations photochimiques attendues de concentration de NO_2 .

Les profils du mini-SAOZ sont cohérents avec celui d'OSIRIS dans les barres d'erreur respectives des deux instruments, indiquant les uns comme les autres une réduction sensible de la concentration de NO_2 dans le vortex à la suite d'une forte dénitrification de celui-ci au mois de janvier.

Les profils du modèle REPROBUS sont en accord avec le mini-SAOZ dans un intervalle d'altitude de 15 à 21 km. Cependant il surestime les concentrations aux altitudes supérieures ne prenant pas en compte les dénoxyfication et dénitrifications survenues auparavant.

3) *Complexe de collision O_2-O_2 , « O_4 »*

La « molécule » O_4 est le résultat de la collision de deux molécules d' O_2 . Par suite de la diminution de l'agitation thermique, sa stabilité et donc sa concentration augmentent à basse température. Les bandes d'absorption d' O_4 sont larges de plusieurs dizaines de nanomètres et ne dépendent pas des conditions de pression et de température (Newnham et al., 1998).

Le profil vertical de concentration d' O_4 se déduit de la densité de l'air par la loi des gaz parfaits.

$$\frac{N}{V} = \frac{P \cdot \mathcal{N}}{R \cdot T}$$

où N le nombre de molécules, V le volume en m^3 (soit N/V la densité en molécules/ m^3), P la pression en Pascal, \mathcal{N} le nombre d'Avogadro ($6.022 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$), R la constante universelle des gaz parfaits ($8.31 \text{ J.K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$) et T la température en Kelvin.

A partir de cette densité on calcule le nombre de molécules d' O_4 par la formule :

$$dO_4 = (d_{air} * 0.2095)^2$$

Avec dO_4 la densité d' O_4 , d_{air} la densité de l'air et 20.95% le pourcentage d' O_2 dans l'atmosphère. La concentration d' O_4 est proportionnelle à celle du carré d' O_2 (Wagner et al., 2003)

Le domaine spectral étendu du spectromètre permet la mesure d' O_4 dans deux bandes spectrales distinctes, O_4V1 entre 455 et 500 nm et O_4V2 entre 550 et 600 nm. La concentration d' O_4 étant nulle à haute altitude, la quantité résiduelle dans le spectre de référence est nulle. La figure 67 présente les profils d' O_4V1 au cours des trois étapes du vol avec le profil théorique d' O_4 déduit de la densité du radiosondage PTU réalisé le même jour à Kiruna. La première figure s'étend sur l'intervalle d'altitude compris entre 0 et 30 km et la seconde un zoom entre 8 et 30 km.

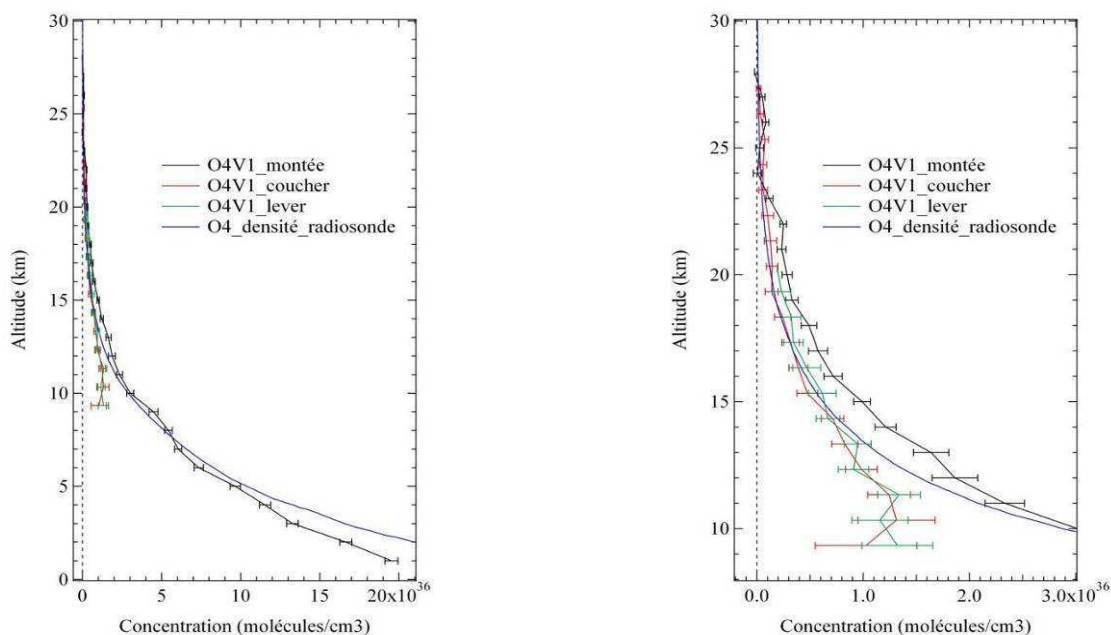


Figure 67. Profils verticaux d'O₄V1 du mini-SAOZ et profil théorique déduit du radiosondage entre le sol et 30 km (à gauche) et entre 8 et 30 km (à droite)

Les concentrations d'O₄V1 à la montée sont inférieures à celles de la courbe théorique en dessous de 5-6 km et supérieures à ces dernières entre 8 et 22 km. A l'occultation elles sont cohérentes avec le profil théorique au-dessus de 13 km mais plus faibles à plus basse altitude où elles deviennent inexploitable. La figure 68 présente les profils d'O₄V2 suivant le même schéma que la figure 67.

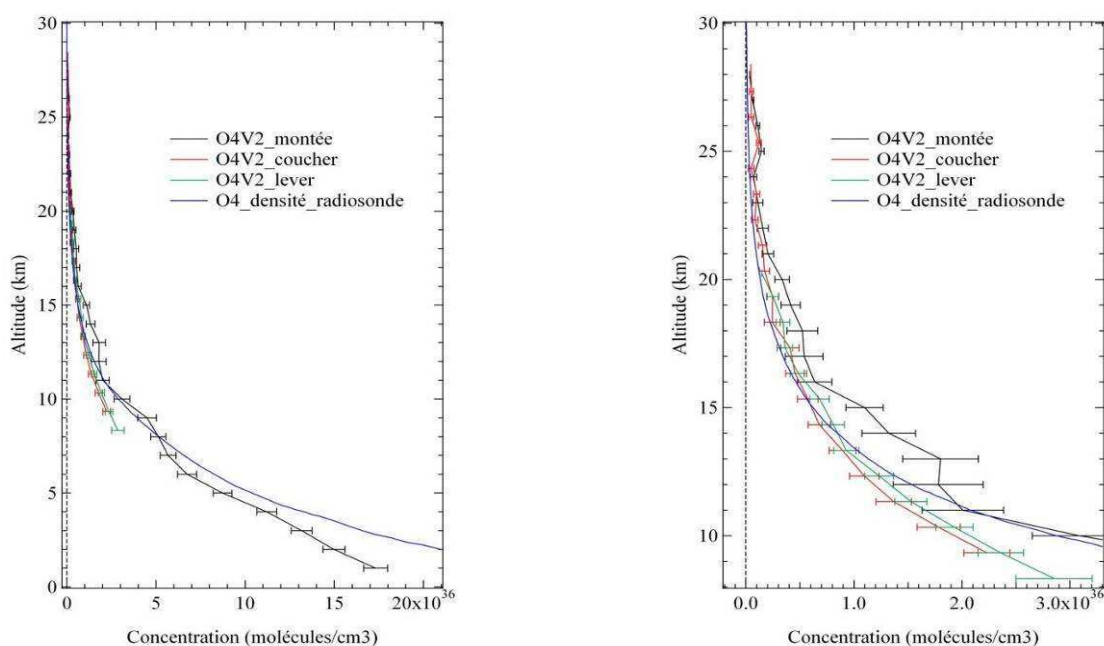


Figure 68. Profils verticaux d'O₄V2 du mini-SAOZ et profil théorique déduit du radiosondage entre le sol et 30 km (à gauche) et entre 8 et 30 km (à droite)

Les écarts des concentrations d'O₄V2 avec le profil théorique sont très semblables à ceux d'O₄V1. A la montée la concentration est sous-estimée dans les basses couches et surestimée entre 11 et 16 km. A l'occultation les mesures deviennent inexploitable en dessous de 10 km. Ces divergences entre les mesures du mini-SAOZ et le radiosondage ont deux origines : la méthode d'inversion des profils différente à la montée et à l'occultation et la contribution de la lumière solaire diffusée.

A la montée, les colonnes obliques sont en effet lissées avant l'inversion pour en réduire le bruit et l'altitude du point tangent est calculée à partir d'un SZA réfracté, suivant une méthode développée par Denis et al, 1999. Par contre à l'occultation, aucun lissage n'est appliqué et l'altitude du point tangent est issue d'un algorithme de « raytracing » non existant pour la montée. Enfin dans un cas comme dans l'autre, les différences proviennent de la contribution de la lumière solaire diffusée. La sous-estimation de la concentration d'O₄ dans les basses couches quand la lumière solaire directe est la plus atténuée provient de la contribution de la lumière solaire diffusée à plus haute altitude moins riche en O₄. A l'inverse, l'excès d'O₄ entre 12 et 18 km à la montée serait dû à la lumière solaire diffusée par l'atmosphère et les nuages à plus basse altitude et donc plus riche en O₄.

Mais dans tous les cas, l'accord entre les mesures d'O₄ et le profil théorique à l'occultation au-dessus de 13 km montre que le calcul de l'altitude du point tangent après prise en compte de la réfraction est correct dans la stratosphère.

4) Dioxygène

Le dioxygène est mesuré dans trois domaines spectraux O₂V1, O₂V2 et O₂V3 dont l'intensité des raies augmente avec la longueur d'onde. O₂V1 est mesuré entre 625 et 635 nm, O₂V2 entre 680 et 700 nm et O₂V3 entre 757 et 771 nm.

Les quantités d'O₂ mesurées ne varient pas de façon linéaire avec la colonne d'O₂ suivant la ligne de visée. Les raies constituant les bandes d'absorption saturent et cette saturation augmente avec l'intensité des raies qui elle-même augmente avec la longueur d'onde.

La figure 69 représente le résultat d'un calcul de la sensibilité de chaque bande en fonction de la quantité réelle d'O₂ suivant la ligne de visée à 1023 hPa et 296 K et à 100 hPa et 223 K.

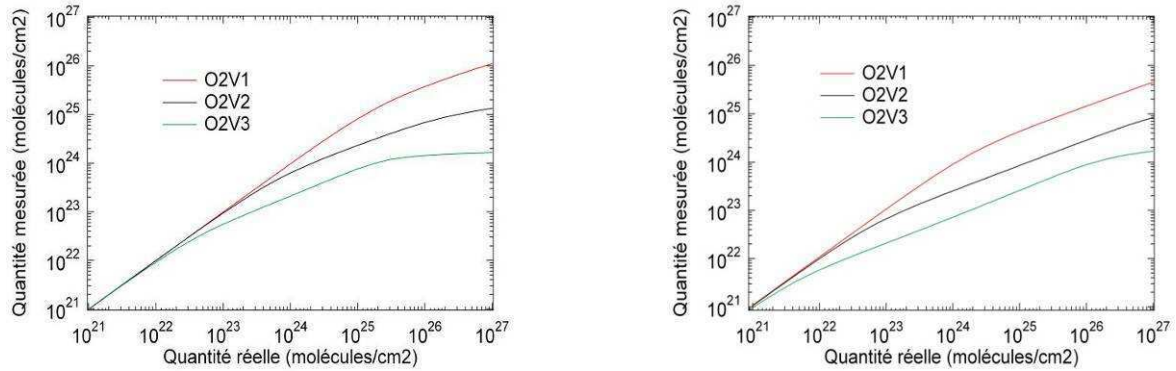


Figure 69. Quantités mesurées d' O_2 dans les trois bandes spectrales étudiées en fonction des quantités réelles suivant la ligne de visée calculées à 1023 hPa et 296 K (à gauche) et à 100 hPa et 223 K à droite) (échelles logarithmiques)

La réponse d' O_2V1 est linéaire sur une plus large gamme comparée aux autres bandes. Les courbes deviennent non linéaires au-delà d'un certain seuil, O_2V3 étant la plus intense donc la première saturée. Dans le calcul d'inversion des profils, les colonnes obliques sont au préalable corrigées de la saturation à l'aide des relations représentées sur la figure 69. Le calcul de correction à 296K et 1023 hPa serait effectué entre 0 et 17 km à la montée comme au crépuscule et à 223 K et 100 hPa pour les altitudes supérieures. De cette façon, les paramètres de pression et température seront les plus proches possibles de l'environnement de la mesure.

La figure 70 présente les profils verticaux d' O_2V1 , O_2V2 et O_2V3 à la montée et au coucher du soleil ainsi que le profil de densité d' O_2 déduit de la densité de l'air mesurée par le radiosondage du 29 avril 2010 à Kiruna.

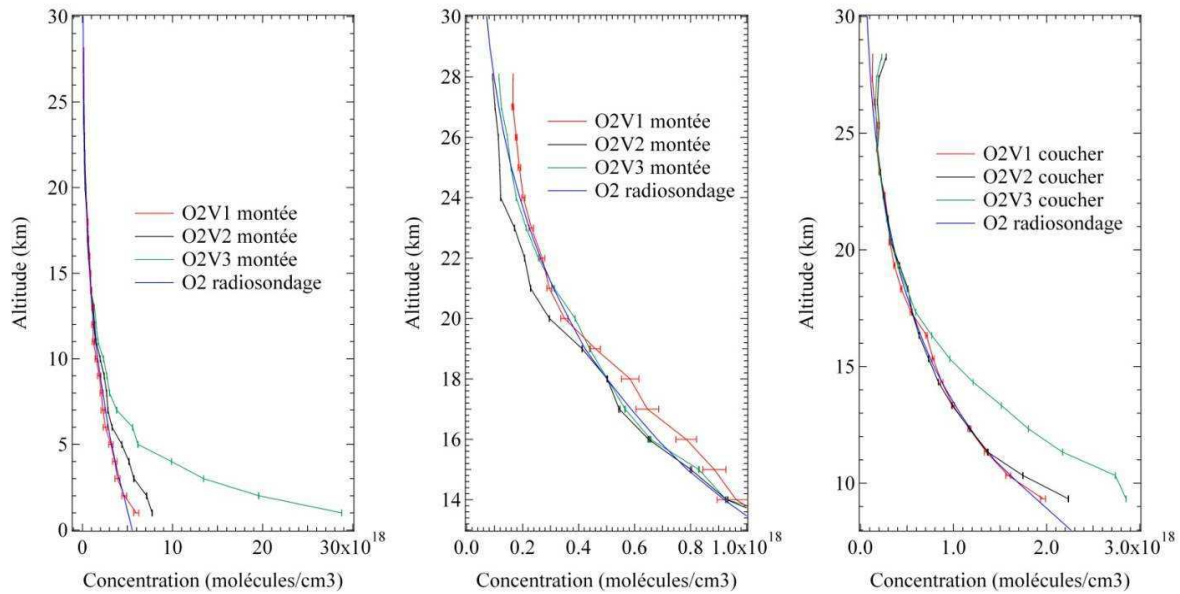


Figure 70. Profils verticaux d'O₂V1, O₂V2 et O₂V3 du mini-SAOZ à la montée et profil théorique déduit de la densité de l'air entre 0 et 30 km (à gauche) et agrandissement entre 13 et 30 km (au centre) et profils à l'occultation entre 8 et 30 km (à droite)

Le profil d'O₂V1 est celui qui présente les concentrations les plus proches avec le profil théorique du radiosondage aussi bien à la montée qu'au crépuscule avec des erreurs moyennes de 5 % et 1.5 % respectivement.

Cependant les profils restitués d'O₂ présentent des anomalies :

- Une surestimation d'O₂V2 et O₂V3 dans les basses couches en dessous de 11 km à la montée et au crépuscule pour O₂V2 et en dessous de 13 km à la montée et 17 km à l'occultation pour O₂V3.
- Un biais croissant à haute altitude plus marqué à l'occultation.

Les surestimations des concentrations à basse altitude sont dues à l'extrême saturation des raies dans ces conditions qui ne peut être corrigée. Les mesures d'O₂V2 ne sont pas exploitables en dessous de 11 km à la montée et au crépuscule et celles d'O₂V3 en dessous de 13 km à la montée et 17 km au crépuscule. Enfin l'augmentation de la concentration à haute altitude est due à l'emploi de la correction de saturation calculée à 100 hPa au lieu de 10 hPa, c'est-à-dire un élargissement excessif des raies. L'emploi d'une section efficace n'est pas la bonne méthode de restitution de profils qui devraient être restitués à partir d'un calcul de transmission, mais pour l'instant non disponible.

En conclusion, la mesure d'O₂V1 est en accord avec le profil théorique du radiosondage à la montée du ballon et au crépuscule du fait de la très faible saturation de ses raies d'absorption. Ce qui n'est pas le cas pour O₂V2 et O₂V3 où la correction de la saturation pose des

difficultés et entraîne des concentrations surestimées. L'adoption d'une procédure de calcul de transmission prenant en compte l'altitude du point tangent apparaîtrait mieux adaptée.

5) Vapeur d'eau

Saturation des raies

La vapeur d'eau est mesurée dans quatre domaines spectraux distincts H₂OV1 (495-555 nm), H₂OV2 (585-670 nm), H₂OV3 (695-920 nm) et H₂OV4 (925-960 nm) dont l'absorption croît avec la longueur d'onde.

De la même façon qu'O₂, les raies d'absorption de la vapeur d'eau saturent et le même algorithme de correction de saturation est appliqué aux colonnes obliques avant inversion.

La figure 71 présente les quantités mesurées pour chaque bande en fonction de la quantité réelle suivant la ligne de visée calculée à 50 hPa et 223 K.

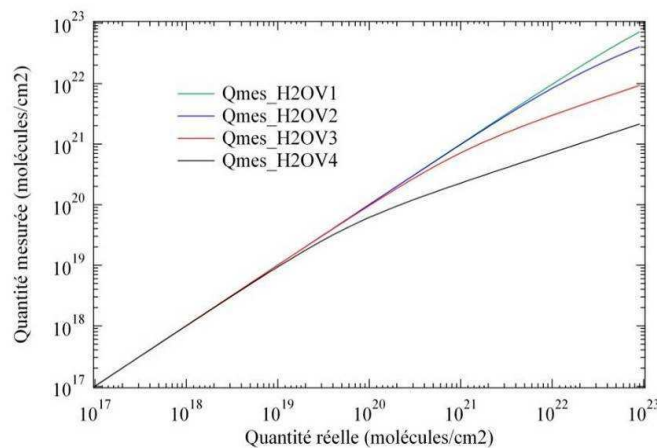


Figure 71. Quantités mesurées de H₂O dans les quatre bandes spectrales étudiées en fonction des quantités réelles suivant la ligne de visée calculées en échelle logarithmique

La réponse de H₂OV1 demeure linéaire sur une très large gamme, à l'inverse de H₂OV4 qui présente une saturation plus rapide. De la même manière que pour O₂, La relation entre colonnes mesurées suivant la ligne de visée et colonnes réelles est prise en compte dans le calcul avant inversion.

Comparaison avec le radiosondage PTU à la montée

La sensibilité de H₂OV1 étant insuffisante et les bandes H₂OV3 et H₂OV4 étant saturées dans la troposphère, la comparaison est réalisée entre le profil de H₂OV2 et celui du radiosondage

réalisé le 29 avril 2010 à Kiruna. La quantité résiduelle de H₂OV2 dans le spectre de référence est de 1.10^{19} molécules/cm². La figure 72 présente la comparaison des deux profils.

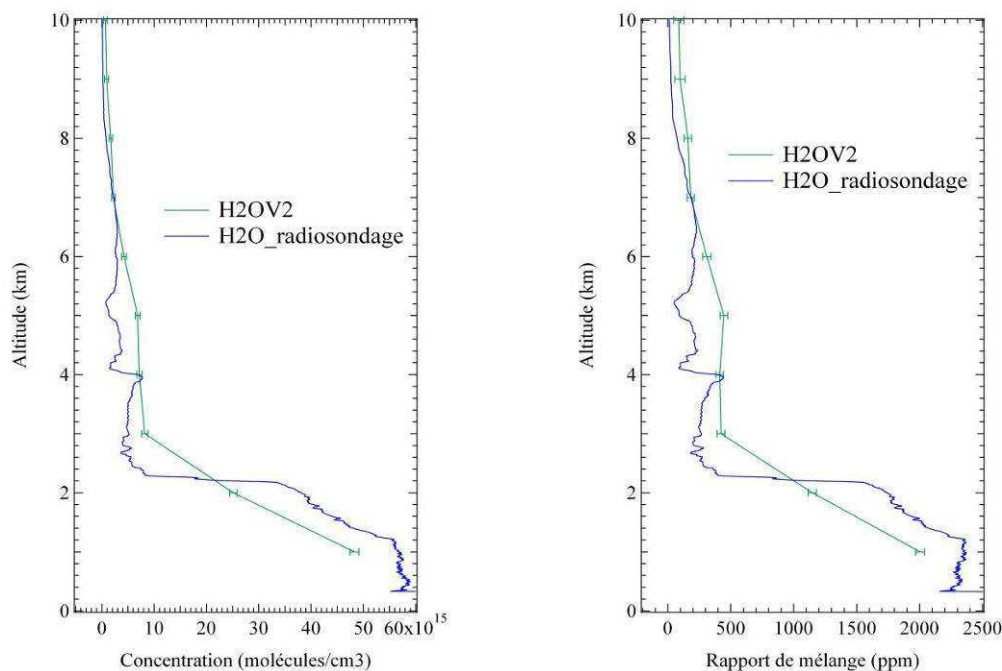


Figure 72. Comparaison entre le profil vertical de H₂OV2 à la montée et le radiosondage du 29 avril 2010 à Kiruna

Les mesures de vapeur d'eau par radiosondage PTU comme celles de H₂OV2 sont limitées à la troposphère. Elles montrent une forte humidité de 2000 ppm dans les basses couches surmontées d'un assèchement brutal au-dessus de 2-3 km pour atteindre 85 ppm dans la haute troposphère.

A la résolution verticale près, de 1.4 km seulement pour le mini-SAOZ, et aux variations possibles de l'humidité entre l'instant du radiosondage et celui du vol, les données des deux instruments sont en accord.

Comparaison à l'occultation

La figure 73 présente les profils de H₂OV3 et H₂OV4 au coucher du soleil avec des quantités résiduelles respectives dans le spectre de référence de 4.10^{20} molécules/cm² et 6.10^{19} molécules/cm². Les profils de H₂OV1 et H₂OV2 ne sont pas montrés à l'occultation présentant de fortes variations en concentration mais aussi une erreur moyenne supérieure à 100 %.

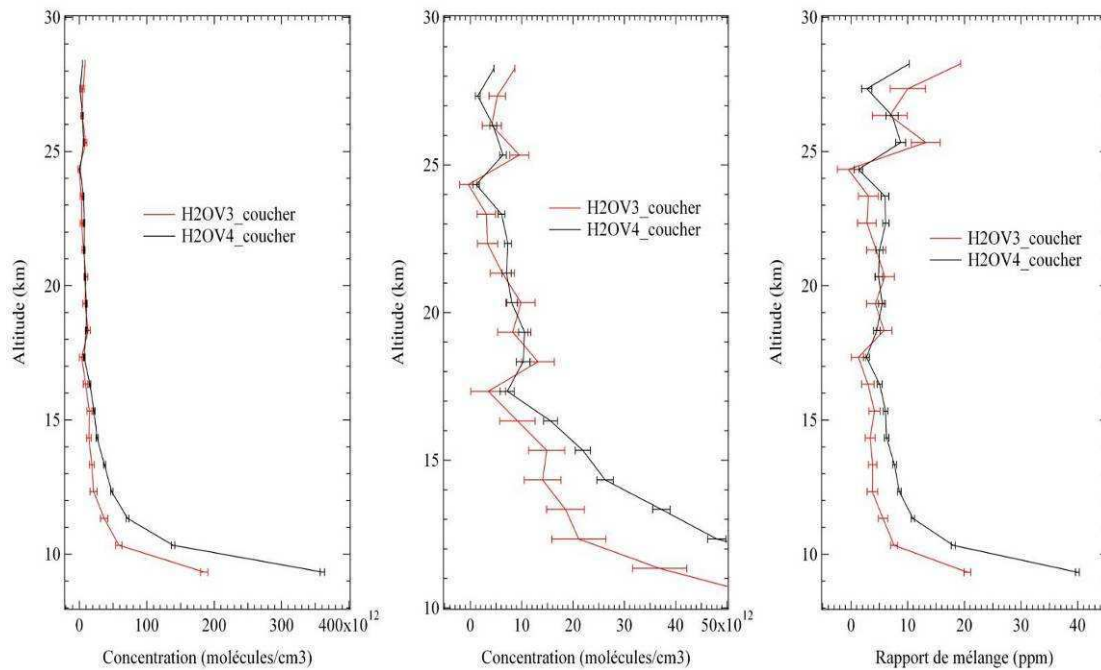


Figure 73. Profils verticaux de H_2OV3 et H_2OV4 du mini-SAOZ au coucher du soleil en molécules/cm³ entre 8 et 30 km (à gauche), agrandissement entre 10 et 30 km (au centre) et rapports de mélange en ppm entre 8 et 30 km (à droite)

Les profils de vapeur d'eau des deux bandes sont en accord au-dessus de 17 km montrant un rapport de mélange de l'ordre de 5 ppm avec des erreurs inférieures à 15 % pour H_2OV4 et à 25 % pour H_2OV3 à cette même altitude mais qui augmentent ensuite dans les deux cas à altitude croissante. La divergence aux altitudes inférieures à 17 km provient de la saturation des raies plus rapide sur H_2OV4 que sur H_2OV3 . A 17 et 24 km des valeurs de concentrations plus faibles apparaissent mais les barres d'erreur sur les mesures sont du même ordre de grandeur qu'aux autres altitudes. Ces anomalies sont visibles sur les deux bandes. Elles sont donc indépendantes de la longueur d'onde. Les colonnes obliques avant inversion présentant ces mêmes variations dans les deux bandes, ces faibles concentrations sont dues aux mesures et non à l'inversion. Elles correspondent à des pertes de flux liées à la rotation de la nacelle (figure 55) entraînant une perte de sensibilité. Le même raisonnement s'applique aux mesures à haute altitude au-dessus de 25 km à des niveaux où la colonne de vapeur d'eau suivant la ligne de visée atteint le seuil de détection.

La figure 74 présente les profils verticaux de H_2OV3 et H_2OV4 au lever du soleil suivant le même schéma que la figure 73.

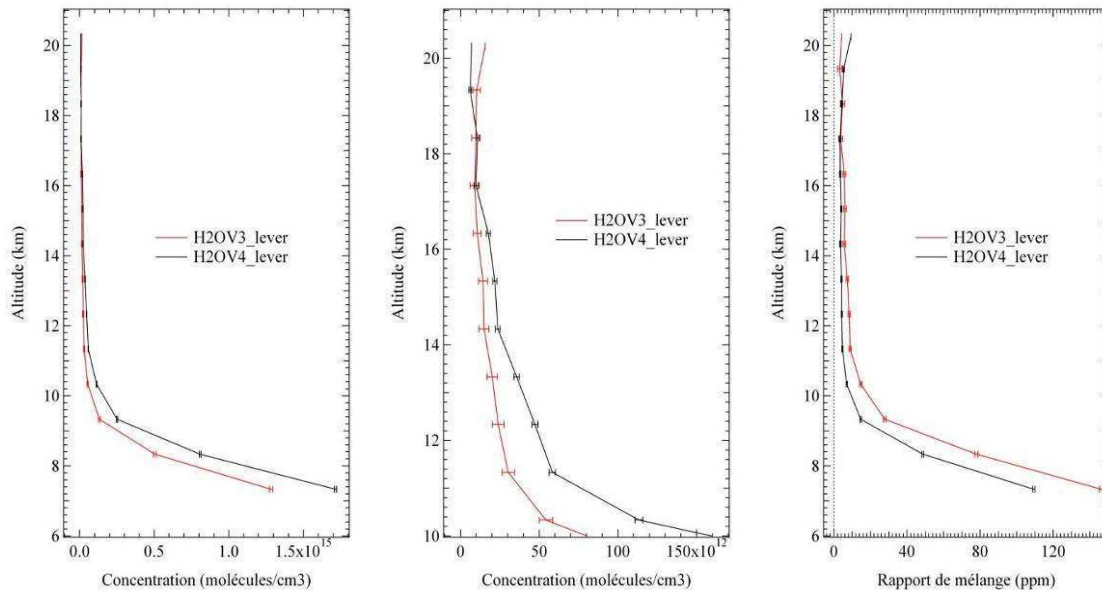


Figure 74. Profils verticaux de H_2OV3 et H_2OV4 du mini-SAOZ au lever du soleil en molécules/cm³ entre 6 et 21 km (à gauche) et agrandissement entre 10 et 21 km (au centre) et rapports de mélange en ppm entre 6 et 21 km (à droite)

Les profils au lever sont similaires à ceux du coucher avec un rapport de mélange de vapeur d'eau de 4-5 ppm dans la stratosphère. Les erreurs relatives de H_2OV3 sont plus faibles qu'au coucher, inférieures à 15 % en dessous de 12 km et de 16 à 32 % aux altitudes supérieures, alors que celles de H_2OV4 sont sensiblement les mêmes. A 17 et 18 km les deux profils présentent des concentrations proches avec une différence de 8 %. La même divergence qu'au coucher apparaît entre eux en dessous de 17 km due à la saturation des raies d'absorption plus rapide sur H_2OV4 .

En résumé, la bande H_2OV4 permet des mesures de vapeur d'eau à l'occultation dans la basse stratosphère au-dessus de 17 km avec une précision de l'ordre de 15 % se dégradant progressivement à altitude croissante. En complément, celles de H_2OV3 moins sensibles permettent de poursuivre ces mesures à plus basse altitude jusqu'à environ 12-13 km. Le profil de vapeur d'eau le plus représentatif est donc constitué d'un composite des mesures de H_2OV4 au-dessus de 17 km et de H_2OV3 en dessous, profil qui sera utilisé par la suite pour les comparaisons avec les mesures des autres instruments.

Comparaison avec FLASH-B

Flash-B (Fluorescent Advanced Stratospheric Hygrometer for Balloon) est un hygromètre Lyman-alpha embarqué sous ballon utilisant la technique de fluorescence pour mesurer les quantités de vapeur d'eau in situ dans la haute troposphère et stratosphère (Lykov, et al.,

2011). Il a été développé dans les années 90 par l'Observatoire Central d'Aérodologie à Moscou. Les incertitudes totales sur les mesures sont inférieures à 10% pour des rapports de mélange supérieurs à 3 ppmv dans la stratosphère et augmentent jusqu'à 20% pour des rapports inférieurs à 3 ppmv.

La figure 75 présente une comparaison entre le profil vertical composite de vapeur d'eau du mini-SAOZ au coucher du soleil et celui de FLASH-B du 17 mars 2010 à Sodankyla (Finlande) à 67.4 N et 26.6 E à la même latitude que Kiruna. Le vol de FLASH-B est le plus proche de celui du mini-SAOZ, soit un mois plus tôt.

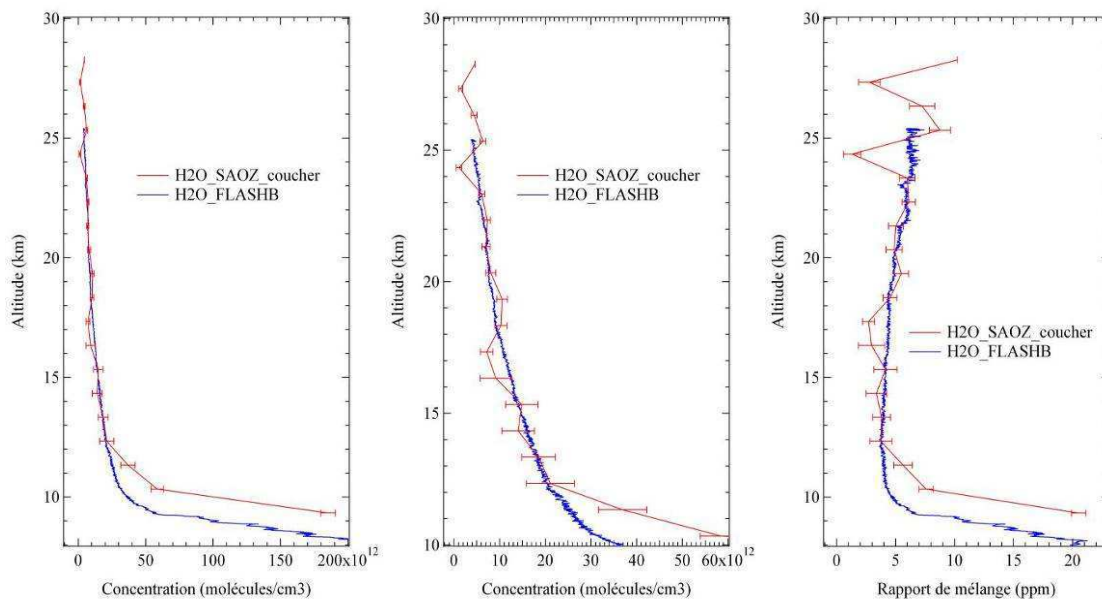


Figure 75. Comparaison entre le profil vertical composite du mini-SAOZ au coucher du soleil et FLASH-B du 17 mars 2010 à Sodankyla en concentration entre 8 et 30 km (à gauche), entre 10 et 30 km (au centre) en molécules/cm³ et rapports de mélange en ppm entre 8 et 30 km (à droite)

Bien que les mesures soient séparées d'un mois mais que la vapeur d'eau varie peu à cette échelle de temps dans la stratosphère, les profils FLASH-B et mini-SAOZ sont en accord dans leurs barres d'erreur entre 12 et 23 km d'altitude. Cependant, aux altitudes plus élevées la perte de sensibilité sur les mesures entraîne une dégradation des erreurs du mini-SAOZ. Aux altitudes inférieures, la saturation des raies de la bande H₂O_{V3} engendre une surestimation des concentrations.

Comparaison avec MLS

Les mesures micro-ondes de la vapeur d'eau par MLS ne sont pas acquises dans le même domaine spectral que celles de l'ozone vues auparavant. La résolution verticale est de 2 à 3.7 km entre 316 hPa et 0.22 hPa et la résolution horizontale est de 210-360 km aux pressions

supérieures à 4.6 hPa. La précision des mesures décroît avec la pression. Elle est estimée à 25 % entre 316 et 121 hPa (14.5 km), et à 12 % pour les pressions inférieures jusqu'à 4.64 hPa (Livesey et al., 2011). Le profil de vapeur d'eau de MLS utilisé ici est tiré de la base de données de la NASA (http://mls.jpl.nasa.gov/products/h2o_product.php). Il date du 29 avril 2010 à 70.28 N et 25.56 E. La figure 76 présente la comparaison entre ce profil de MLS et le profil composite du mini-SAOZ au coucher du soleil.

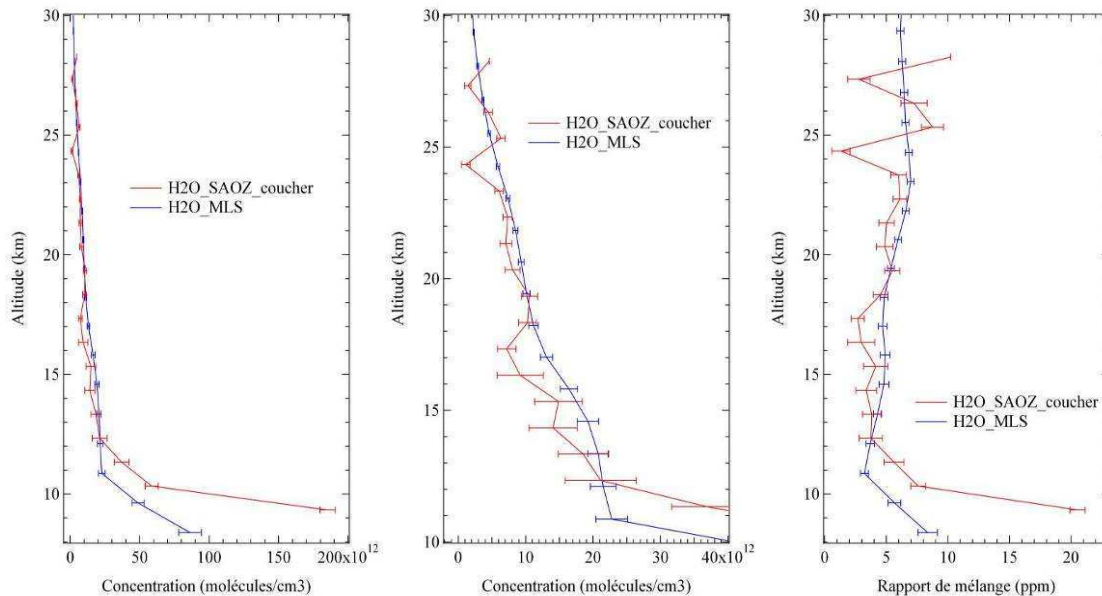


Figure 76. Comparaison entre le profil vertical composite de vapeur d'eau du mini-SAOZ au coucher du soleil et celui de MLS du 29 avril 2010 en concentration entre 8 et 30 km (à gauche) et entre 10 et 30 km (au centre) et rapport de mélange entre 8 et 30 km (à droite)

Le résultat est très voisin de celui de la comparaison avec FLASH-B. Les deux mesures sont en accord entre 12 et 23 km avec des différences n'excédant pas 17%. La comparaison se dégrade aux altitudes supérieures et inférieures. Le profil de MLS présente de plus faibles concentrations que celles du mini-SAOZ en dessous de 12 km. Or à 261 et 215 hPa (9 et 10 km) les données de MLS sont connues pour être sous-estimées aux hautes latitudes au voisinage de la tropopause (Livesey, et al., 2011) ce qui explique les faibles concentrations de MLS dans les couches troposphériques.

Conclusions sur les mesures de la vapeur d'eau

En utilisant au mieux les bandes d'absorption disponibles dans le domaine spectral de l'instrument, le mini-SAOZ permet des mesures fiables de vapeur d'eau dans la troposphère à la montée du ballon et dans la stratosphère entre 12 et 23 km à l'occultation.

Cependant comme dans le cas d'O₂, la difficulté la plus importante réside dans la correction de la saturation des raies qui demanderait une meilleure prise en compte de leur variation en fonction de la pression et de la température. Une autre amélioration sensible serait la réduction du bruit des mesures à haute altitude lorsque la concentration de la vapeur d'eau devient très faible par une diminution du niveau du courant d'obscurité.

V. CONCLUSION

Le premier vol du mini-SAOZ d'une durée de 7H30 réalisé à Kiruna le 29 avril 2010, soit peu avant l'arrivée du jour permanent à cette latitude, a permis des mesures à la fois à la montée du ballon en fin d'après-midi et à l'occultation depuis le plafond au coucher et au lever du soleil. Les conditions climatiques ont permis au ballon de voler au voisinage d'un résidu de vortex polaire encore présent en ce début de printemps. Bien que le mini-SAOZ ait fonctionné correctement durant toute la durée du vol, il a permis de mettre en évidence plusieurs défauts instrumentaux : la température excessivement élevée du détecteur, le domaine spectral inutilement trop large au prix d'une perte de résolution, un problème de réglage d'amplificateur du détecteur mais aussi une erreur dans l'algorithme d'acquisition des données GPS. En particulier, la température trop élevée du détecteur a conduit à des niveaux de courants d'obscurité très intenses ayant pour conséquence des spectres plus bruités que ce qui était attendu.

Sur le plan des mesures, les analyses ont permis de restituer des profils d'ozone, avec une précision meilleure que 3 % au-dessus de 15 km, en accord avec les données du radiosondage et des satellites OSIRIS et MLS. Toutes montrent une réduction d'altitude du maximum d'ozone et de sa concentration dans le résidu du vortex.

Quant à NO₂ les mesures du mini-SAOZ sont acquises avec une précision de 20 % au-dessus de 15 km. Là encore, les profils sont en accord dans les barres d'erreur avec ceux d'OSIRIS et ils mettent tous en évidence une réduction de la concentration de l'espèce dans le vortex à la suite de sa dénoxydation et dénitrification par les PSC en début d'hiver.

O₄, complexe de collision d'O₂ dont la concentration diminue avec l'altitude similairement au carré de la concentration d'O₂, est mesuré dans deux bandes spectrales. Il est mesuré à la montée avec une précision de 9 % dans la bande à 477 nm jusqu'à 22 km bien que les mesures soient gênées par la contribution de la lumière diffusée par l'atmosphère et les nuages. A l'occultation, l'atténuation Rayleigh ne permet pas de descendre en dessous de 12 km. L'intérêt d'O₄ est la vérification du calcul de restitution d'altitude par comparaison entre

le profil vertical du mini-SAOZ et celui déduit du radiosondage qui montre un accord entre les mesures.

O₂ est mesuré dans trois bandes spectrales indépendantes. La mesure de ce constituant est chose difficile à cause de l'intensité des raies d'absorption qui saturent. L'intérêt est surtout d'en éliminer les signatures dans les spectres qui gênent les mesures d'O₄ et H₂O. Dans la troposphère, les mesures les moins perturbées sont celles faites dans la bande à la plus courte longueur d'onde à la montée, les autres étant totalement saturées. Les résultats sont cohérents avec le radiosondage. Ce sont aussi les meilleures à l'occultation bien que la méthode adoptée pour la correction de saturation des raies reste insuffisante.

Le but des mesures de vapeur d'eau est d'en étudier la concentration dans la stratosphère, chose que les radiosondages ne sont pas en mesure de faire. Quatre bandes de vapeur d'eau sont présentes dans le spectre avec une amplitude augmentant avec la longueur d'onde. De la même manière qu'O₂, elles sont constituées de raies qui saturent lorsque la quantité suivant la ligne de visée est élevée. La première, H₂OV1, est trop faible et donc peu sensible. La seconde, H₂OV2, est la seule qui permette des mesures dans la troposphère à la montée du ballon qui s'avèrent cohérentes avec celles du radiosondage. Seules les deux dernières sont utilisables dans la stratosphère et uniquement à l'occultation. Le profil le plus représentatif de la vapeur d'eau est obtenu en combinant les mesures de H₂OV4 au-dessus de 17 km à l'occultation avec celles de H₂OV3 en dessous et jusqu'à 12 km. Il montre un rapport de mélange grossièrement constant dans la stratosphère de 5 ppm \pm 15 % en accord avec les mesures d'un sondage FLASH-B réalisé un mois auparavant à Sodankyla et un profil MLS colocalisé.

Enfin aucune mesure de BrO, OClO ou CH₂O dans l'UV n'a été possible, le rapport signal/bruit étant trop faible dans ces domaines de longueur d'onde et diminuant ainsi la sensibilité de l'instrument pour mesurer les faibles absorptions de ces espèces.

En résumé, les résultats du premier essai en vol de la sonde mini-SAOZ sont encourageants mais révèlent cependant la présence de défauts de jeunesse de l'instrument en particulier le logiciel de bord qu'il sera nécessaire de corriger avant de tenter un nouveau vol.

CHAPITRE 3 : DEUXIEME VOL DU MINI-SAOZ A KIRUNA EN MARS 2011

I. INTRODUCTION

Le premier essai en vol de la sonde min-SAOZ a montré la présence de plusieurs défauts instrumentaux et d'erreurs de logiciel de bord qu'il était nécessaire de corriger avant de se lancer dans des vols aux tropiques. L'occasion d'un nouvel essai en vol se présentait lors d'une campagne organisée par le CNES durant l'hiver 2011. Il offrait également l'opportunité de tester un nouveau système léger de télécommande-télémesure par satellite Iridium (E-Track) pour contrôler le ballon lors des futurs vols autonomes sans le soutien opérationnel du CNES.

Dans ce chapitre nous décrirons tout d'abord les modifications apportées pour pallier aux défauts de la première sonde ainsi que le dispositif E-Track, puis le ballon et la chaîne de vol, le vol lui-même et les résultats obtenus dont nous tirerons les conclusions pour la suite du programme.

II. MODIFICATIONS DU MINI-SAOZ

Les défauts rencontrés lors du premier vol portaient sur :

- la gamme spectrale trop étendue du spectromètre
- sa température trop chaude à la suite de la dissipation de chaleur du PC de bord entraînant un courant d'obscurité trop élevé et ne permettant pas d'augmenter le temps de pose pour réduire le bruit
- une erreur dans le réglage de l'amplificateur du courant d'obscurité du détecteur

Le premier point a été résolu par le remplacement du spectromètre à large bande par deux autres :

- un premier couvrant la gamme du proche UV de 310 nm à 460 nm d'une résolution spectrale de 0.65 nm destiné pour la mesure de BrO et CH₂O, nommé d'ailleurs par la suite spectromètre « BrO »
- un second couvrant le domaine visible et proche infra-rouge entre 490 nm et 1032 nm d'une résolution spectrale identique de 0.65 nm pour la mesure d'O₃, NO₂ et H₂O, nommé par la suite spectromètre « H₂O ».

L'approche pour améliorer la thermique a consisté d'une part par remplacer l'ordinateur de bord de 13 W de consommation par un PC de 8 W. D'autre part, un caisson spécifique au mini-SAOZ plus petit et plus léger que celui employé pour le premier vol d'essai a été conçu, dont l'assemblage mécanique a été totalement revisité. L'ensemble des composants est monté sur une armature mécanique de façon à dissiper au mieux la chaleur. Le PC comme les cartes électroniques sont montés sur des plaques d'aluminium épaisses traitées en noir pour un échange par rayonnement aussi efficace que possible au sein de l'ensemble du caisson (figure 77). Le caisson lui-même est une caisse en polystyrène expansé de 44 x 42 x 46 cm avec une extension optique de 20 x 7.5 cm.

L'idée initiale était de de placer les deux spectromètres dans le même caisson, mais devant la difficulté de mise au point du nouveau logiciel de bord gérant les deux instruments, il a été décidé dans un premier temps de les faire voler dans deux caissons distincts.

Une autre modification importante associée à la réduction de la dimension du caisson est la diminution du diamètre du cône aluminisé qui renvoie la lumière solaire vers l'entrée de la fibre optique à un diamètre de 8 cm au lieu de 20 cm sur le caisson SAOZ. Le cône est fixé sur la plaque supérieure du caisson par quatre colonnettes à 3.5 cm du centre (figures 32 et 33).

Quant au récepteur GPS, afin de ne pas l'exposer aux basses températures, il est maintenant monté dans le caisson immédiatement sous la plaque supérieure en polystyrène sans aucun masque métallique.

Enfin, les niveaux des amplificateurs de courant d'obscurité associés aux détecteurs ont été soigneusement réglés pour éviter les problèmes rencontrés lors du précédent vol.

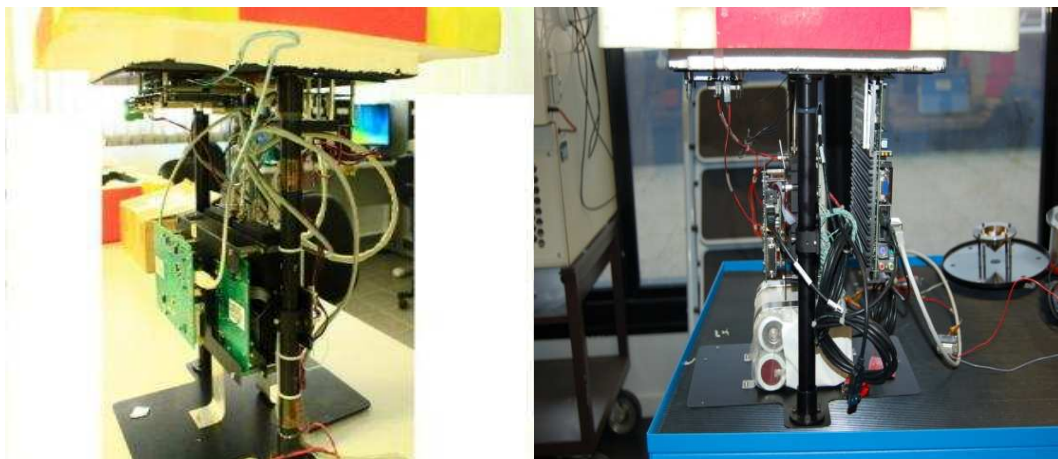


Figure 77. Montage mécanique des spectromètres, des PC et des cartes électroniques à l'intérieur des caissons, « BrO » (à gauche) et « H₂O » (à droite)

La photo de gauche montre la configuration du montage mécanique à l'intérieur du caisson « BrO », contenant le spectromètre UV-Visible et le nouvel ordinateur de bord placé à l'horizontale sur une plaque de thermalisation à l'aide de colonnettes. La photo de droite montre celui du « caisson H₂O » avec le spectromètre Visible-proche Infrarouge (IR) et l'ordinateur utilisé pendant la campagne de 2010 fixé à la verticale sur une plaque de thermalisation en aluminium évacuant la chaleur. Les dimensions de ce dernier ne permettaient pas un montage semblable à celui du caisson « BrO ».

III. BALISE E-TRACK

Bien que les transmissions des données et le contrôle du vol étaient assurés par une télécommande-télémessure ETNA du CNES, une balise E-Track fut ajoutée à la sonde mini-SAOZ pour en tester le fonctionnement et l'utilisation en vue de futurs vols autonomes sous de petits ballons. E-Track est une balise dotée d'un GPS et d'un modem de transmission par satellites Iridium pour la géolocalisation de flottilles de camions. E-Track Delta est un boîtier compact de 155x85x35 mm de 420 g, conçu pour fonctionner à des températures comprises entre - 30°C et + 60°C. Il envoie de façon automatique, via un site internet, la position GPS en temps réel, à une fréquence de 15 s à 18H réglable par télécommande. Pour ce vol, seule la carte électronique est utilisée et montée dans le caisson mini-SAOZ avec un GPS modifié en mode 3D pour donner la position mais aussi l'altitude.

IV. BALLON ET CHAÎNE DE VOL

Le programme de vol initial prévu par le CNES était celui de deux vols mini-SAOZ. La première chaîne de vol comprenait le mini-SAOZ, l'instrument SAWPHY de mesure de vapeur d'eau du LMD ainsi qu'une sonde de mesure du champ électrique du LATMOS. Ces instruments devaient être embarqués sous un ballon stratosphérique ouvert (BSO) de 35 000 m³ équipé d'une nacelle de servitude opérationnelle (NSO). Le deuxième vol devait être composé du mini-SAOZ, d'une nacelle d'étude des aérosols DUSTER (Dust in the Upper Stratosphere Tracking Experiment and Return) de l'Université de Naples et de l'instrument canadien MAESTRO (Measurement of Aerosol Extinction in the Stratosphere and Troposphere Retrieved by Occultation from Balloon) de l'Université de Toronto qui mesure les espèces O₃, NO₂, BrO, H₂O et les aérosols par spectroscopie UV-Visible. Ces instruments devaient être embarqués sous un BSO de 100 000 m³.

Cependant les demandes de ces différents instruments étaient incompatibles avec les vents rapides présents dans la stratosphère. A titre d'exemple, le mini-SAOZ demandait un coucher du soleil à un plafond de 30 km alors que SAWPHY requérait un long plafond de nuit vers 18-20 km. La décision fut alors prise de modifier totalement l'approche et en ce qui concerne le mini-SAOZ, de faire voler les deux nacelles (caissons « BrO » et « H₂O ») ainsi que la sonde de champ électrique sous un même ballon de 12 000 m³ piloté en altitude. La charge utile totale était de 27.5 kg, soit 12.5 kg pour chaque mini-SAOZ et 2.5 kg pour la sonde de champ électrique.

V. DESCRIPTION DU VOL

Les conditions météorologiques au cours de cette deuxième campagne furent difficiles avec des vents en altitude très forts en bordure de vortex polaire présent à cette période au-dessus de Kiruna. L'opportunité d'un vol fut difficile à trouver. Le ballon put enfin être lâché le 11 mars 2011 à 14H00 TU à un SZA de 79°. La figure 78 présente l'évolution de son altitude et de l'angle zénithal du soleil en fonction du temps.

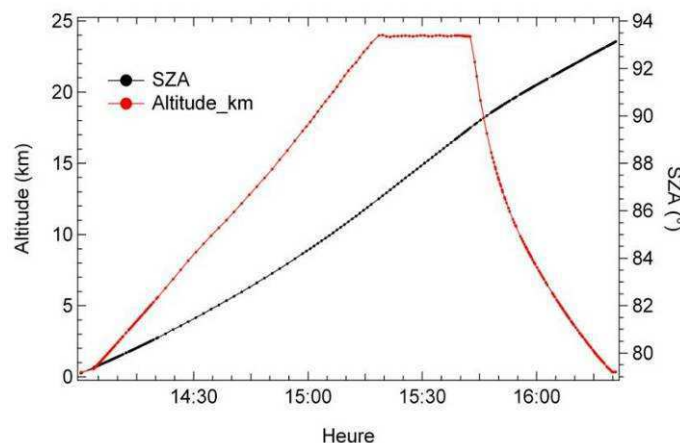


Figure 78. Altitude (rouge) et SZA (noir) en fonction du temps du 11 mars 2011

Le ballon a atteint son plafond à 24 km à 15H19 TU à un angle zénithal de 86°. Malheureusement, pour des raisons d'atterrissage proche d'une route en Finlande, qui s'est avéré erroné par la suite, l'ordre de séparation de la charge utile fut envoyé à 15H42 TU à un SZA de 89.5°, soit avant le début de l'occultation. Les mesures disponibles sont donc limitées à la montée et à 23 minutes de plafond. La figure 79 représente la trajectoire du ballon en rouge et celle du point tangent représentée par les points noirs. Les points verts indiquent la position de ce point tangent au début et en fin de vol.

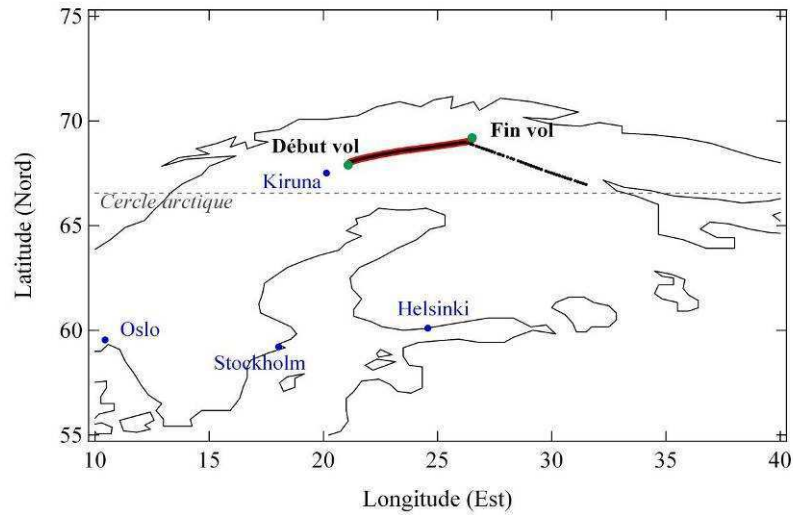
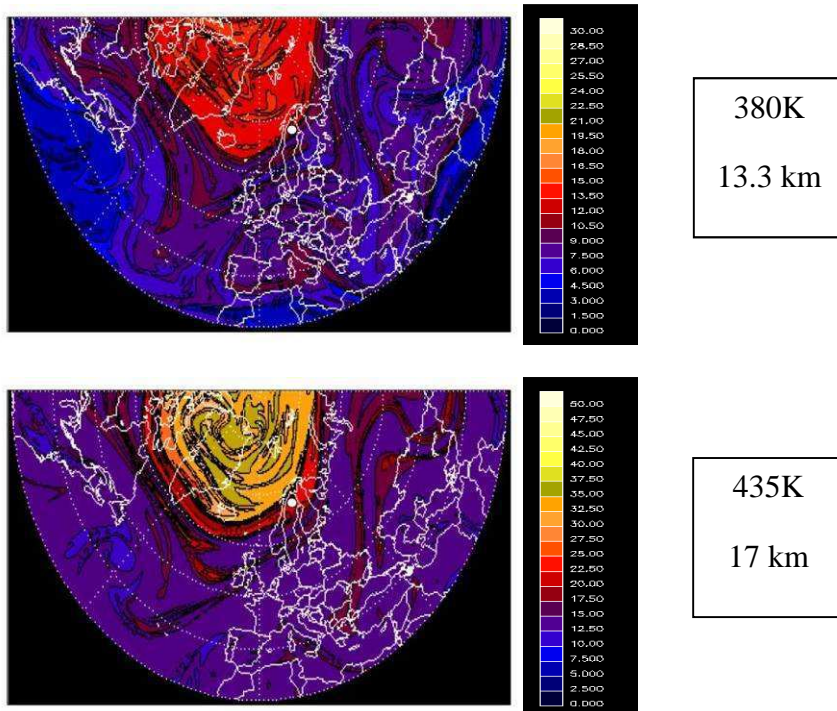


Figure 79. Trajectoire du ballon (ligne rouge) et localisation du point tangent (points noirs)

Le ballon a parcouru une distance de 265 km mais ne franchit pas les frontières du polygone de sureté défini par le CNES. Cependant la séparation fut décidée pour éviter que la charge utile ne se pose au voisinage d'une route finlandaise. La chaîne de vol a atterri sous parachute au Nord de la Finlande à 69.2 N et 26.5 E. La sonde mini-SAOZ fut récupérée en bon état quelques jours plus tard par les équipes suédoises.

La figure 80 représente les cartes de vorticité potentielle à 12 TU le 11 mars 2011 calculées par le modèle MIMOSA disponibles sur le site ETHER (ether.ipsl.jussieu.fr/).



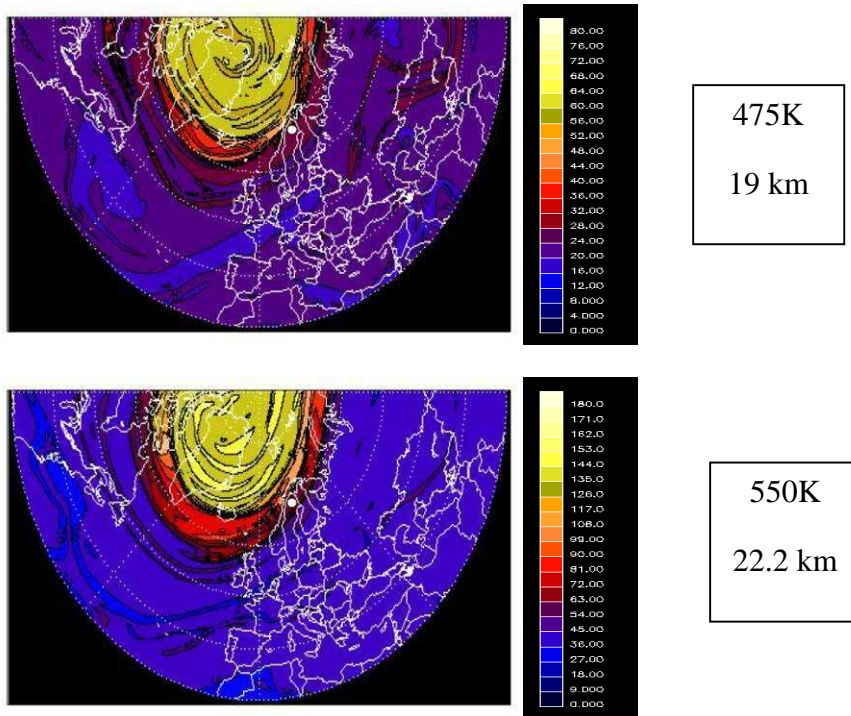


Figure 80. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 11 mars 2011 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec la position de Kiruna représentée par le point blanc

Le vortex est centré sur le nord du Groenland. La base de l'Esrang (point blanc) se situe en bordure de ce dernier, position qui explique les vents de l'ordre de 300 km/h dans la stratosphère et qui ont interdit les vols durant 15 jours.

La tropopause est à 9 km (figure 81) avec une température de la stratosphère variant entre - 60°C et - 55°C.

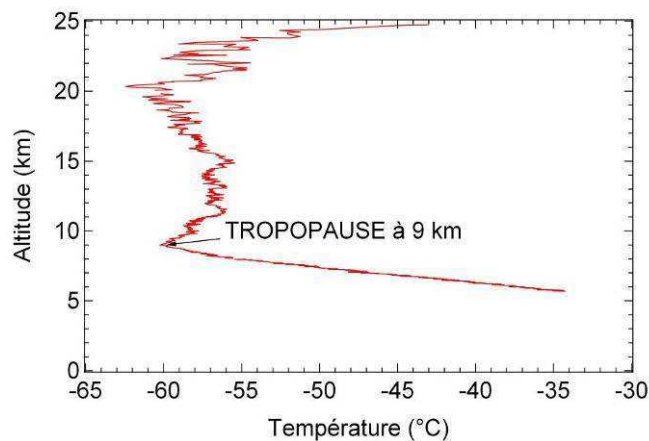


Figure 81. Profil de température du radiosondage PTU à bord de la chaîne de vol du 11 mars 2011

VI. RESULTATS TECHNIQUES

Les deux spectromètres ont fonctionné correctement durant l'ensemble du vol avec cependant quelques difficultés : à nouveau le mauvais fonctionnement du GPS Trimble, un problème de datation sur le mini-SAOZ « H₂O » et des variations de temps de pose de très grande amplitude associées à la rotation de la nacelle. Le système E-Track quant à lui a parfaitement fonctionné.

A. GPS

La figure 82 représente une comparaison des altitude, latitude et longitude du GPS Trimble et celles du système E-Track en fonction du temps.

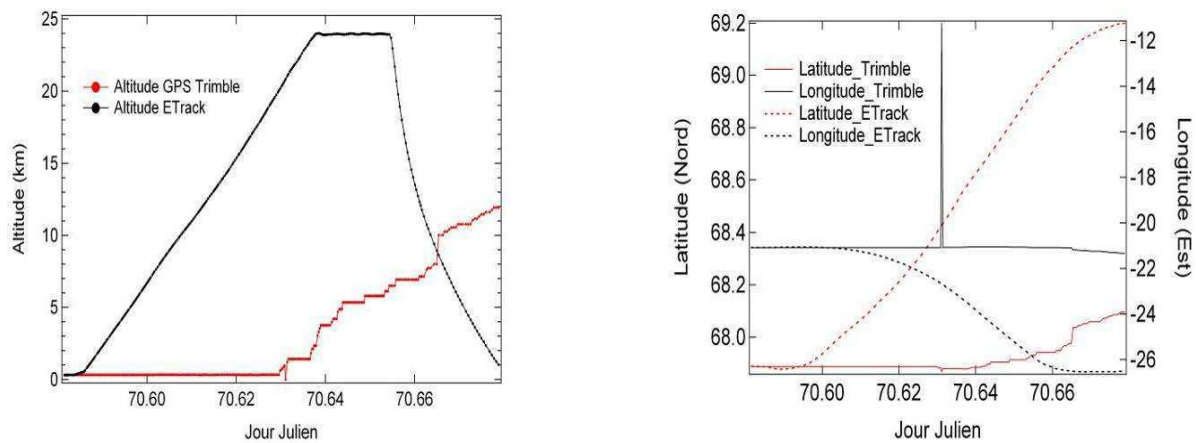


Figure 82. Altitude (à gauche) et latitude et longitude (à droite) du GPS Trimble et de la balise E-Track

Les données du GPS Trimble sont décalées dans le temps par rapport à celles de l'E-Track. De plus, le pas de mesures n'est pas régulier. Le problème est identique à celui observé en 2010. Le montage du GPS dans la nacelle dans le but de le protéger du froid n'a rien changé. Des essais au sol entrepris par la suite ont montré qu'il s'agit en réalité d'un problème de logiciel. Par erreur, les données du GPS sont mises en attente par le logiciel avant transmission et ne sont pas remises à jour comme cela devrait être fait. Pour la suite de l'étude, les positions et altitudes utilisées seront donc celles de l'E-Track.

B. Erreur de datation

La figure 83 montre l'altitude des deux sondes en fonction du temps. La sonde « H₂O » est en retard d'une heure, sa datation est incorrecte. Par erreur, l'heure de son ordinateur de bord n'a pas été mise à jour en heure TU.

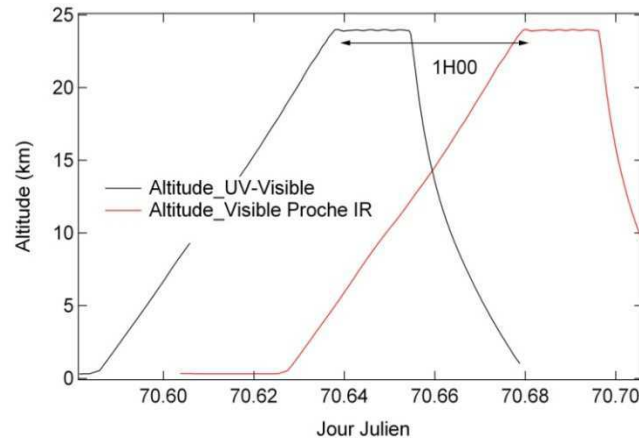


Figure 83. Altitude des spectromètres UV-Visible (courbe noire) et Visible-Proche Infrarouge (courbe rouge) en fonction du temps de l'ordinateur de bord

C. Thermique

La disposition des éléments au sein des deux caissons a été étudiée afin de limiter une élévation trop forte de la température comme en 2010. Des sondes de température sont placées sur différents composants, afin de contrôler son évolution tout au long du vol, suivant le même schéma que la précédente campagne. La figure 84 présente les évolutions de températures au cours du vol pour les caissons « BrO » et « H₂O ».

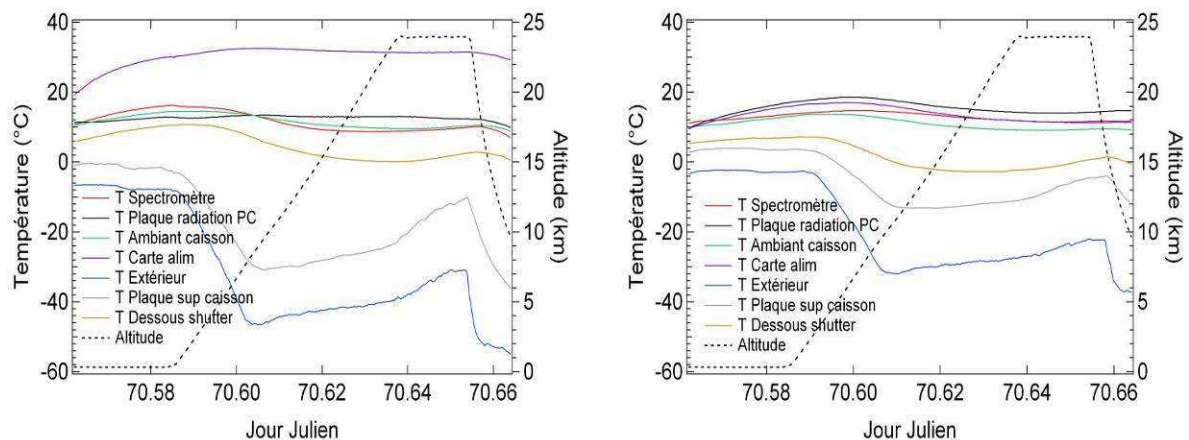


Figure 84. Températures des caissons « BrO » (à gauche) et « H₂O » (à droite) durant le vol

La température extérieure sur l'aire du lâcher est de -4°C . En attente du lâcher, celle des composants augmente doucement pour s'équilibrer autour de $10\text{-}15^{\circ}\text{C}$. En vol, les températures des spectromètres demeurent dans la même gamme, c'est-à-dire convenable pour les courants d'obscurité des détecteurs. Cependant une élévation de température de la carte d'alimentation dans le caisson « BrO » apparaît mais sans incidence sur le reste des éléments. La sonde thermique n'est probablement pas placée sur le même composant de la carte d'alimentation que dans le caisson « H_2O », d'où une température différente. Les températures extérieures et de la plaque supérieure du caisson sont également différentes entre les deux caissons, sûrement dû à un défaut de calibration de ces deux sondes thermiques.

La conception du nouveau caisson représente un progrès sensible sur le plan thermique par rapport à celui de l'année précédente. Au moins dans les conditions de basse température au sol de Kiruna, la protection thermique des spectromètres est satisfaisante.

D. Instabilités du flux reçu par les détecteurs

La figure 85 présente le flux unitaire à 700 nm reçu par le détecteur et le temps de pose du spectromètre en millisecondes en fonction du temps.

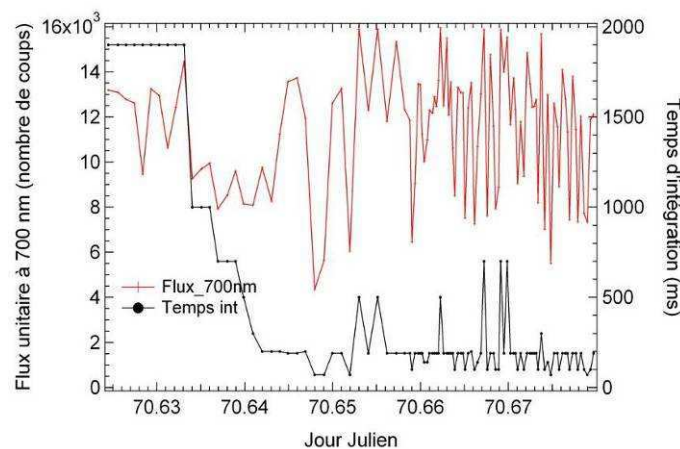


Figure 85. Flux unitaire à 700 nm et temps d'intégration en fonction du jour julien au cours de la montée du spectromètre Visible-proche IR

L'amplitude du flux varie rapidement entre 8 000 et 16 000 coups, alors que le maximum recherché est de 12 000 coups, et le temps de pose entre 100 et 700 ms. Cette instabilité provient de la rotation rapide de la nacelle. Le masquage du soleil par une colonnette de support du cône optique durant la calibration du temps de pose entraîne une augmentation brutale de celui-ci, suivie de la saturation du signal à 16 000 coups au retour du soleil. A l'inverse le passage d'une colonnette devant le soleil entraîne un effondrement du flux.

45 % des spectres sont saturés et donc inutilisables, entraînant un sous échantillonnage des mesures.

Cependant, la raison principale de la forte saturation des spectres tient à la largeur excessive de 5 cm des sangles d'attache imposées par le CNES pour des raisons incompréhensibles (les 130 vols SAOZ précédents n'ont jamais éprouvé la moindre rupture de leurs fils d'attache), qui ont eu pour résultat d'obturer le soleil à chaque rotation.

E. E-Track

Le système E-Track a parfaitement fonctionné. Au cours du vol, la balise Iridium a transmis sans défaut la position, la vitesse instantanée, l'altitude et le temps du GPS. Au cours de la préparation au sol, du vol, et après l'atterrissage, la fréquence d'échantillonnage a été changée entre 10 s et 1h de nombreuses fois par télécommande via le site internet dédié. Les ordres ont tous été passés et appliqués sans défaut en moins d'une minute. Le module E-Track employé répond parfaitement aux objectifs recherchés.

F. Conclusion sur le fonctionnement du mini-SAOZ

La conception du caisson mini-SAOZ représente une amélioration sensible sur le plan thermique par rapport au système qui avait volé l'année précédente, avec cependant un grave défaut de définition du cône optique et de sangles de soutien de la nacelle dans la collecte de la lumière. De plus, son support par des colonnettes, sans doute très solides mais beaucoup trop proches de l'axe du cône, entraîne des variations d'éclairement de grande amplitude, détériorant la qualité des mesures. Ce montage devra être impérativement revu. Par ailleurs, les défauts de fonctionnement du GPS identiques à ceux rencontrés l'année précédente se sont reproduits. Il a été montré que ces derniers sont dus à une erreur de logiciel et non aux basses températures du récepteur. Cette erreur devra être corrigée et soigneusement vérifiée avant toute nouvelle tentative de vol. Enfin la balise E-Track s'est révélée être un succès sur le plan opérationnel. Le système est donc adopté pour de prochains vols.

VII. RESULTATS DE MESURES

La séparation prématurée du ballon a réduit la période de mesures à la montée uniquement. De plus, les variations de temps de pose liées à la rotation de la nacelle entraînent un échantillonnage limité et un bruit sur les mesures relativement élevé. Après soustraction des

spectres saturés, l'échantillonnage est d'autant plus restreint. La figure 86 représente la colonne oblique de l'ozone à la montée ainsi que l'altitude en fonction du jour julien.

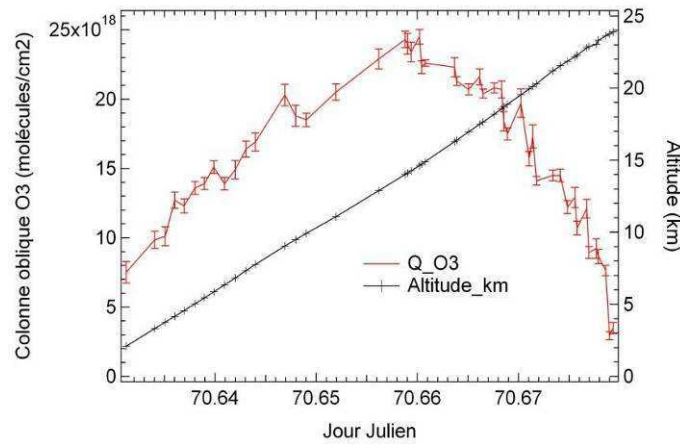


Figure 86. Colonne oblique d'ozone (en rouge) et altitude (en noir) en fonction du jour julien à la montée

Elle met en évidence les fortes fluctuations présentes au cours de cette montée sachant que l'ozone est le constituant le mieux mesuré au cours de l'ascension du ballon. Le profil présente des lacunes dues au faible échantillonnage.

De plus les incertitudes sur les mesures sont élevées, comparées à celles de 2010 (figure 87)

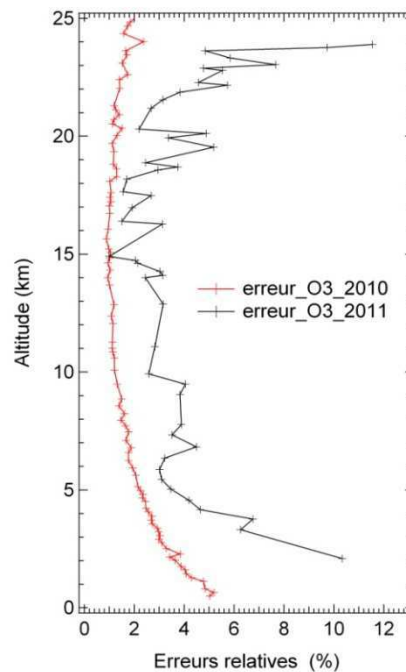


Figure 87. Erreurs relatives sur les mesures d'ozone pendant la montée en 2010 et 2011

En 2010, les incertitudes sur les colonnes obliques d'ozone étaient comprises entre 2 et 5 % pour les altitudes en-dessous de 5 km, puis inférieures à 2 % jusqu'à 25 km environ. En 2011, ces incertitudes ont quasiment doublé. Les fluctuations du rayonnement solaire reçu ont généré de fortes inférences dans les mesures des constituants.

Au cours de l'inversion, les quantités sont calculées tous les kilomètres. Le faible échantillonnage des mesures entraîne des pics de concentrations aberrants dans les profils verticaux ainsi que des barres d'erreur très élevées. En conclusion, les données de ce vol sont inexploitable.

VIII. CONCLUSION

Le second vol d'essai du mini-SAOZ pratiqué le 11 mars 2011 s'est soldé par un échec sur le plan scientifique à la suite de la séparation prématurée de la nacelle interdisant les mesures à l'occultation pour ne laisser seulement que celles à la montée. De plus, le bruit et le faible échantillonnage des mesures, dus au montage inadapté du cône optique de collecte du flux solaire ainsi qu'aux sangles d'attache imposées par le CNES, rendent les données de la montée inexploitable.

Un autre incident décevant est, comme l'année précédente, le mauvais fonctionnement du GPS mais dont l'origine logicielle a pu être identifiée et donc devrait pouvoir être corrigée pour les prochains vols aux tropiques.

Un point positif de ce vol est cependant la démonstration d'un progrès sensible dans la conception de la nacelle mini-SAOZ. Son agencement thermique a permis de réduire l'échauffement en vol des spectromètres et augmenter ainsi le rapport signal/bruit des mesures.

Enfin ce vol a également permis de qualifier le boîtier télécommande-télémesure E-Track qui devrait pouvoir être utilisé dans le futur pour contrôler efficacement le vol et la séparation de la charge utile.

CHAPITRE 4 : CONCLUSION

Les essais en vol du mini-SAOZ pratiqués à Kiruna en 2010 et 2011 ont permis de caractériser les performances de la sonde et d'identifier et corriger, au moins en partie, un certain nombre de défauts apparus au cours des vols.

Du point des mesures des espèces chimiques, des profils d'O₃, NO₂, O₂, O₄, H₂O et de l'atténuation par les aérosols, ont été obtenus lors du premier vol au cours de la montée du ballon mais aussi depuis le plafond à l'occultation aux crépuscules du soir et matin. Les incertitudes relatives sont récapitulées dans le tableau suivant. Il a été montré que les profils d'ozone restitués étaient en excellent accord avec les données d'un radiosondage mais aussi avec celles des instruments satellitaires OSIRIS et MLS. Tous montraient une basse altitude du pic d'ozone due à la présence d'un débris de vortex polaire au nord de la Suède. Un très bon accord a également été trouvé avec OSIRIS pour les profils de NO₂. Les profils montrent un minimum de concentration dans le vortex attribué à la dénitrification/dénoxydation qui s'est produite plus tôt au cours de l'hiver à la suite de la formation de nuages stratosphériques polaires (PSC).

Cependant, les défauts rencontrés et les méthodes pour les corriger sont les suivants :

- Le choix d'un domaine spectral inutilement étendu du spectromètre initial au prix d'une résolution trop large. Ce point a été réglé par l'utilisation de deux spectromètres indépendants, un premier centré sur l'UV pour la mesure d'O₃, BrO, CH₂O et NO₂ et un second sur le visible-proche IR pour celle d'O₃, NO₂ et H₂O. Lors du second essai en vol, devant la difficulté de la mise au point de leur fonctionnement dans une nacelle unique, les deux spectromètres ont été montés sur deux nacelles indépendantes portées par le même ballon. Mais par la suite, il serait souhaitable qu'ils puissent être montés sur une seule et même nacelle.
- Un deuxième défaut particulièrement pénalisant, puisqu'il limite le rapport signal/bruit des mesures, est l'échauffement des spectromètres par suite de la dissipation d'énergie du PC de bord et des cartes électroniques. Cet échauffement a été largement réduit pour le second vol par le montage des éléments les plus dissipant sur des plaques de thermalisation permettant ainsi de dissiper la chaleur dans un nouveau caisson approprié. Par ailleurs, un PC moins consommant a pu être trouvé et essayé en vol sur une des sondes.

- Une erreur a cependant été commise dans la conception de ce caisson de taille réduite. Le nouveau cône optique d'entrée, de taille réduite, a rendu les mesures beaucoup plus sensibles à la rotation de la nacelle entraînant des variations de flux solaire reçu incompatibles avec un bon suivi des acquisitions.
- Le GPS Trimble de bord du mini-SAOZ a mal fonctionné sur tous les vols. Il a été montré que l'incident attribué par erreur lors du premier vol aux basses températures auxquelles le récepteur était exposé, provenait en réalité d'une erreur de logiciel de bord qui devra être soigneusement vérifiée et corrigée.

Enfin et sans défaut cette fois, un système E-Track de transmission dans les deux sens par satellites Iridium, destiné au contrôle des futurs vols de petits ballons, a été essayé et a donné entière satisfaction.

Par contre, à la suite de la séparation prématurée de la charge utile par le CNES sur des critères de sauvegarde exagérés ainsi que des défauts de la nouvelle tête optique du mini-SAOZ, le second vol s'est soldé par un échec total. En particulier, la capacité du nouveau spectromètre UV pour la mesure de BrO, CH₂O voire OCIO dans le vortex n'a pu être vérifiée.

En conclusion, à la condition que les défauts encore présents dans la sonde soient corrigés, nous disposons d'un instrument approprié pour des mesures de composition chimique de la basse stratosphère au Brésil, prévues dans le cadre du projet ANR TRO-pico.

PRECISIONS	O ₃ (z > 15 km)	NO ₂ (z > 15km)	O ₄	O ₂	H ₂ O
Montée	< 3 %	< 10 %	O ₄ V1 : 9 % (z < 22 km) O ₄ V2 : 16 % (z < 22 km)	O ₂ V1 : 7 %	H ₂ OV2 : < 20% (z < 9 km)
Occultation	< 3 %	< 10 %	> 20 %	Non significatif	H ₂ OV3 : 20 % (z < 17 km) H ₂ OV4 : 15 % (z > 17 km)

TROISIEME PARTIE :

CAMPAGNE TRO-PICO

AU BRESIL

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

La campagne TRO-Pico, programme financé par l'ANR (Agence Nationale de la Recherche), a pour objectif l'étude de l'impact de la convection profonde tropicale, plus particulièrement les overshoots, sur le bilan de la vapeur d'eau, de l'échelle locale à continentale, dans la stratosphère, par le biais de mesures sous ballon (Rivière et al., 2011). Ce projet est une collaboration entre plusieurs équipes du GSMA (unité de recherche du CNRS et de l'université de Reims Champagne Ardennes), du LATMOS, de la Division Technique de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) ainsi que de l'IPMET (Instituto de Pesquisas Meteorológicas) de l'UNESP (Universidade Estadual Paulista) à Bauru dans l'état de São Paulo.

Des campagnes de mesures en ballons opérés par le CNES, dans le cadre des projets européens HIBISCUS et SCOUT-O₃, ont déjà permis de récolter des résultats sur ce sujet tels que :

- l'amplitude de l'humidification de la basse stratosphère à la suite d'injections de particules de glace par les tours convectives jusqu'à une altitude de 19 à 20 km, soit 4 à 5 km au-dessus de la tropopause observée aussi bien au Brésil en 2004 qu'au Niger en 2006 (Khaykin et al., 2009).
- le rôle possible de la charge électrique de ces particules, également observée au Niger en 2006, sur la sublimation et la stabilité verticale de ces dernières (Cairo, et al., 2010).
- la présence toujours en situation de convection profonde d'un maximum de concentration de NO₂ également au-dessus de la tropopause sans savoir pour l'instant s'il s'agit d'un transport vertical d'une production par les éclairs dans la haute troposphère ou d'une production locale liée aux décharges électriques entre les orages et l'ionosphère connues sous le nom de blue-jets (Pommereau, et al., 2011).

Aucune campagne aux tropiques n'était prévue par le CNES à court terme. L'alternative retenue pour le projet TRO-pico consiste à utiliser de petits ballons de 500 à 1500 m³ de volume et de 6 µm d'épaisseur, fabriqués aux Etats-Unis, pouvant emporter de petits instruments. Leur intérêt est de pouvoir opérer les vols par les chercheurs eux-mêmes en collaboration et sous l'autorité des équipes brésiliennes.

La réduction de masse des instruments tout en conservant, et même si possible améliorant leurs performances, n'est cependant pas chose triviale. Pour notre part, les deux vols d'essai

de la sonde mini-SAOZ effectués en 2010 et 2011 à Kiruna dans le cadre du projet PRE-ISAQ ont permis de progresser dans la mise au point de ce nouvel instrument, compatible avec les performances de ces petits ballons.

Le projet TRO-pico est orienté vers l'étude de l'humidification de la basse stratosphère par soulèvement convectif rapide de cristaux de glace à travers la tropopause. Le rôle du mini-SAOZ dans ce contexte est de mesurer la distribution verticale de différentes espèces (H_2O , O_3 , NO_2 voire si possible BrO et CH_2O) dans la stratosphère.

Dans ce chapitre on décrira le contexte de la campagne, les améliorations apportées à la sonde mini-SAOZ, les configurations des chaînes de vol et l'organisation des opérations sur place. Les deux vols du mini-SAOZ réalisés au cours de la campagne seront ensuite présentés avec pour chacun une description des conditions météorologiques, du vol lui-même, et les résultats techniques et scientifiques accompagnés de comparaisons avec d'autres mesures d'instruments disponibles. Les conclusions relatives à cette campagne cloront cette dernière partie.

CHAPITRE 2 : CONTEXTE DE LA CAMPAGNE TRO-PICO

Le projet TRO-pico combine des mesures sous ballon aux tropiques, des observations au sol et satellitaires ainsi qu'un effort de modélisation à différentes échelles.

La campagne TRO-Pico se déroule sur deux échelles de temps :

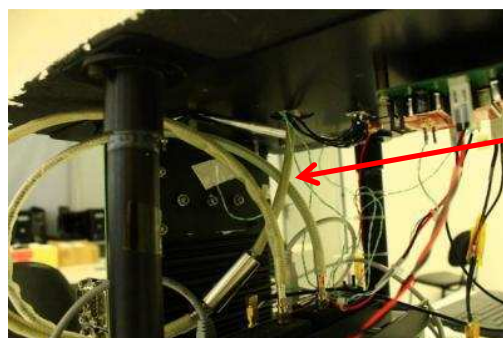
- une première appelée SMOP (Six Month Observing Period) de sondages réguliers de vapeur d'eau par l'hygromètre diode laser Pico-SDLA trois fois par mois en mars 2012 puis d'octobre 2012 à mars 2013, dans le but d'étudier les variations de H₂O durant la saison humide
- une seconde, intitulée IOP (Intense Observing Period) de sondages de H₂O (Pico-SDLA H₂O, FLASH-B, mini-SAOZ H₂O), CH₄ (pico-SDLA CH₄), NO_x, O₃ et aérosols (mini-SAOZ), à l'aide d'instruments adéquats au plus près des orages durant la période convective la plus intense en mars 2012 et janvier-février 2013, pour étudier le mécanisme de transport et d'humidification troposphère-stratosphère ainsi que la fréquence des événements et leur impact à l'échelle régionale.

Les observations au sol sont celles de deux radars en bande S (radars de Bauru et Presidente Prudente) permettant d'identifier la présence des overshoots dans un domaine de 240 km de rayon. Les données satellitaires de la vapeur d'eau sont celles d'AURA-MLS, IASI et Megha-Tropiques, celles des aérosols et des nuages sont issues de CALIPSO et les profils de température sont tirés de la constellation COSMIC GPS. Quant aux modèles destinés à simuler ces observations, l'idée consiste à en utiliser toute une gamme, depuis l'échelle du nuage convectif (BRAMS et Meso-NH) en mode « Cloud Resolving Model », jusqu'aux échelles continentale et globale (MOCAGE-PALM avec assimilation de données MLS). L'étude combinée des uns et des autres a pour but de comprendre les modifications éventuelles qui pourraient leur être apportées afin de mieux rendre compte des observations (<http://www.univ-reims.fr/site/autre/tro-pico/accueil-presentation-du-projet>).

La campagne se déroule à Bauru, au Sud-Est du Brésil (22.3 S et 49 W) avec au total une douzaine de vols ballons effectués en 2012. Cette première partie devait se dérouler à l'origine en janvier 2012 pendant la période convective la plus intense. Malheureusement, des problèmes de dédouanement du matériel scientifique au Brésil ont mené à un début de campagne seulement en mars. La sonde mini-SAOZ put voler à deux reprises, les 11 et 16 mars.

CHAPITRE 3 : AMELIORATIONS APORTEES A LA SONDE MINI-SAOZ ET ESSAIS EN LABORATOIRE

La précédente campagne de Kiruna en 2011 a permis de qualifier le caisson mini-SAOZ. Pendant la campagne TRO-pico, l'innovation fut de placer les deux spectromètres UV et Visible-Proche IR dans le même caisson. Cette nouvelle configuration implique des modifications de logiciel mais aussi de matériel. Pour cela un nouveau système d'acquisition des données a été mis au point afin d'obtenir des mesures simultanées des deux spectromètres. L'acquisition des courants d'obscurité a également été modifiée dans cet algorithme. Auparavant, pour chaque spectre mesuré, un courant d'obscurité était acquis avec le même temps d'exposition. Dorénavant, le courant d'obscurité sera mesuré dans le cas d'un changement de temps de pose ou de fichier (un fichier comprend 10 spectres). Une fibre double (figure 88) est mise en place à l'entrée des deux spectromètres.



Fibre optique double

Figure 88. Photo de la fibre optique double

Le principe est d'accoler deux fibres optiques dans une gaine, avec une même entrée et deux sorties. De plus, un filtre optique (figure 89) est placé à l'entrée du spectromètre UV-Visible afin d'augmenter la contribution UV entre 320 et 400 nm et diminuer la contribution visible.

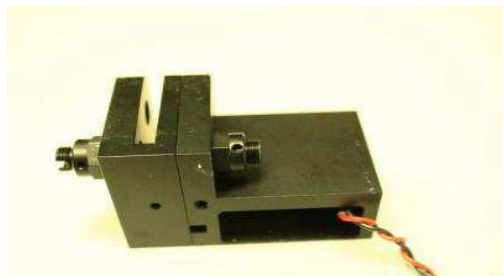


Figure 89. Filtre optique du spectromètre UV-Visible

La figure 90 représente la transmission du filtre UG5 utilisé pour la sonde mini-SAOZ en fonction de la longueur d'onde.

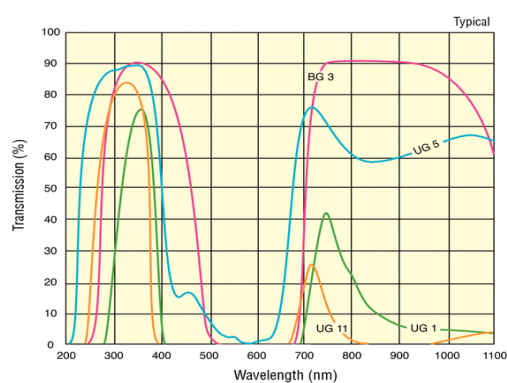


Figure 90. Transmission du filtre UG5 (en bleu) en fonction de la longueur d'onde

La transmission du filtre est de 90 % entre 210 et 400 nm, suivie d'une atténuation entre 400 et 650 nm de 0 à 15 %, puis d'une nouvelle augmentation jusqu'à 75 % pour les longueurs d'onde supérieures. La figure 91 présente une comparaison de deux spectres, l'un sans le filtre optique (spectre noir) et l'autre avec (spectre rouge).

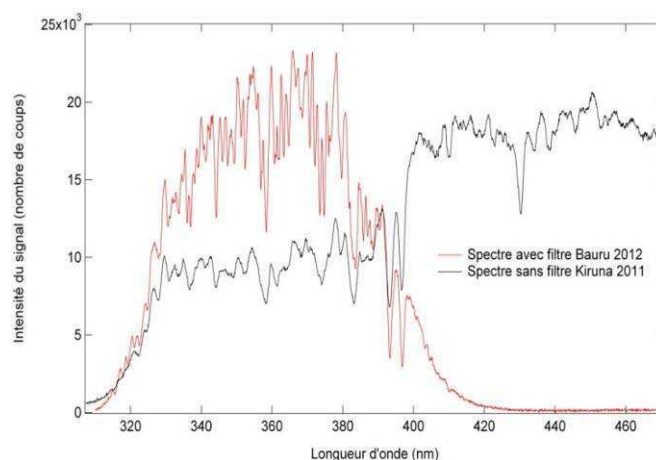


Figure 91. Spectres UV-Visible avec (courbe rouge) et sans filtre (courbe noire)

L'intensité du signal entre 330 et 390 nm est intensifiée de 10 000 coups à 20 000 coups, ce qui est plus approprié à l'étude des espèces absorbantes dans le domaine UV. A partir de 400 nm, le signal est réduit de 17 000 coups à des valeurs proches de 0. L'inconvénient est la perte de ce signal visible à partir duquel il est impossible de mesurer un quelconque constituant dans ce domaine.

Plusieurs tests en laboratoire furent réalisés avant l'envoi des spectromètres au Brésil. Le premier a consisté à vérifier que la fibre optique double n'atténuait pas le signal. Une comparaison était faite entre les mesures acquises avec 2 fibres optiques accolées et avec une fibre optique double uniquement. La figure 92 présente les intensités des spectres à 450 nm pour le spectromètre UV et à 600 nm pour le Visible-proche IR avec ces deux dispositions.

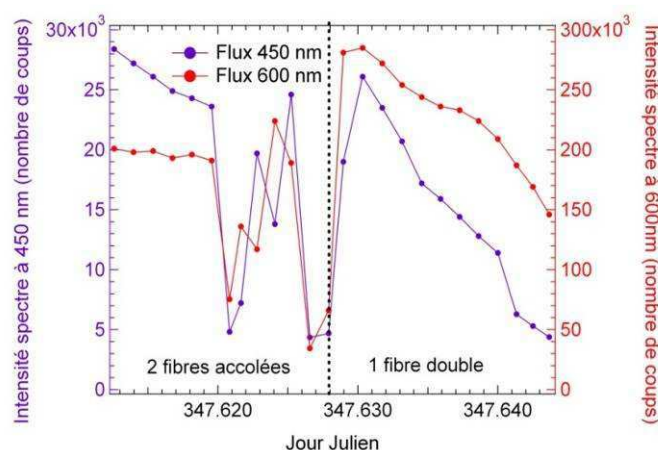


Figure 92. Flux à 450 nm du spectromètre UV (en violet) et à 600 nm du spectromètre visible-proche IR (en rouge) en fonction du jour avec à gauche de la ligne en pointillés la disposition avec deux fibres accolées et à droite une seule fibre double.

Les mesures avec la fibre double présentent une diminution des flux. Cependant ces mesures ont été acquises avec un angle zénithal solaire supérieur à 85°, ce qui explique une contribution plus faible dans l'UV. Les maxima à 600 nm dans les deux configurations présentent une différence de 100 000 coups avec des valeurs supérieures dans le cas de la fibre double. En résumé la fibre double atténue moins le flux qu'une disposition avec deux fibres accolées. L'utilisation d'une fibre double est donc validée.

Par ailleurs, des tests de courant d'obscurité en fonction de la température en cuve thermique ont été réalisés pour les deux spectromètres en simultanée avec la même méthode décrite dans le chapitre 4 de la première partie. Le comportement thermique de la sonde mini-SAOZ à deux spectromètres a également été testé. Le caisson a été placé à l'extérieur pendant une

durée de 6h avec des sondes de température placées sur différents composants (non définis au cours de ce test). La figure 93 présente l'évolution des températures mesurées durant cette période.

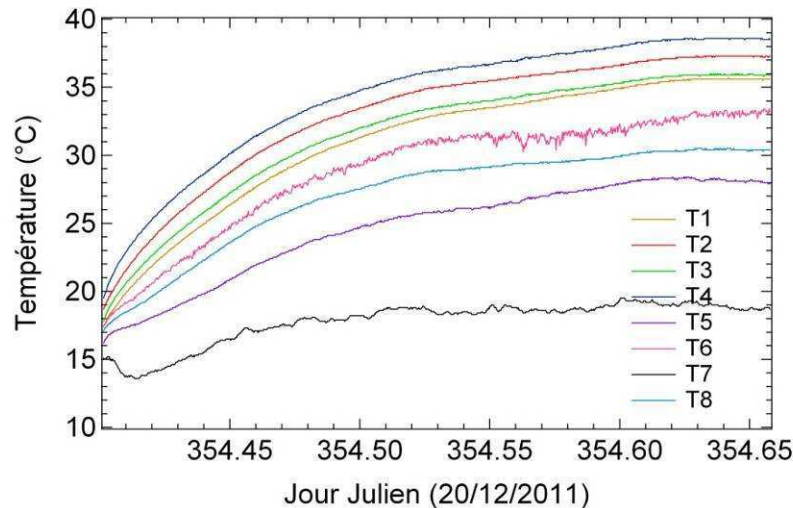


Figure 93. Evolution des températures des composants de la sonde mini-SAOZ au sol le 20 décembre 2011

Les sondes thermiques ont été placées sur différents composants du caisson tels que la carte d'alimentation, la plaque du PC de bord ou même les piles. Cependant les correspondances entre les numéros des sondes et les composants n'ont pas été notées au moment de l'expérience. Au début du test, les températures sont de l'ordre de 15 à 20°C. Pendant les 3 premières heures elles augmentent de 15°C en moyenne (excepté pour T7), puis l'échauffement ralentit pendant les 3h suivantes avec des températures n'augmentant que de 2-3°C. Le comportement thermique peut être défini par deux cycles : une élévation rapide de la température puis une stabilisation à une température maximale. Les conditions au sol sont très différentes de celles rencontrées au cours d'un vol ballon. Au vu de ces résultats, il sera nécessaire de rafraîchir la sonde avant un lâcher, sachant que les températures au sol aux tropiques avoisinent les 30°C, dans le but d'éviter ces élévations de température et donc de réduire autant que possible le bruit sur les mesures.

Après avoir ciblé l'origine du problème de l'acquisition des données GPS rencontré au cours des vols d'essai de Kiruna, la datation du logiciel de bord a été modifiée. Dorénavant, le temps des mesures correspond au temps GPS, si ce dernier fonctionne correctement. Dans le cas contraire, le temps de l'ordinateur de bord, mis à l'heure avant le lâcher, sera considéré. Plusieurs tests ont été réalisés afin de vérifier cette modification et ont validé ce nouveau

système de datation. Une série de mesures a également été effectuée pour vérifier que les acquisitions des deux spectromètres se faisaient bien simultanément.

En conclusion tous ces tests ont permis de mettre au point la sonde mini-SAOZ équipée de deux spectromètres UV et Visible-proche IR avant la campagne TRO-Pico.

CHAPITRE 4 : CHAINES DE VOL ET ORGANISATION OPERATIONNELLE

I. CHAÎNE DE VOL

La figure 94 présente la configuration de la chaîne de vol du mini-SAOZ.

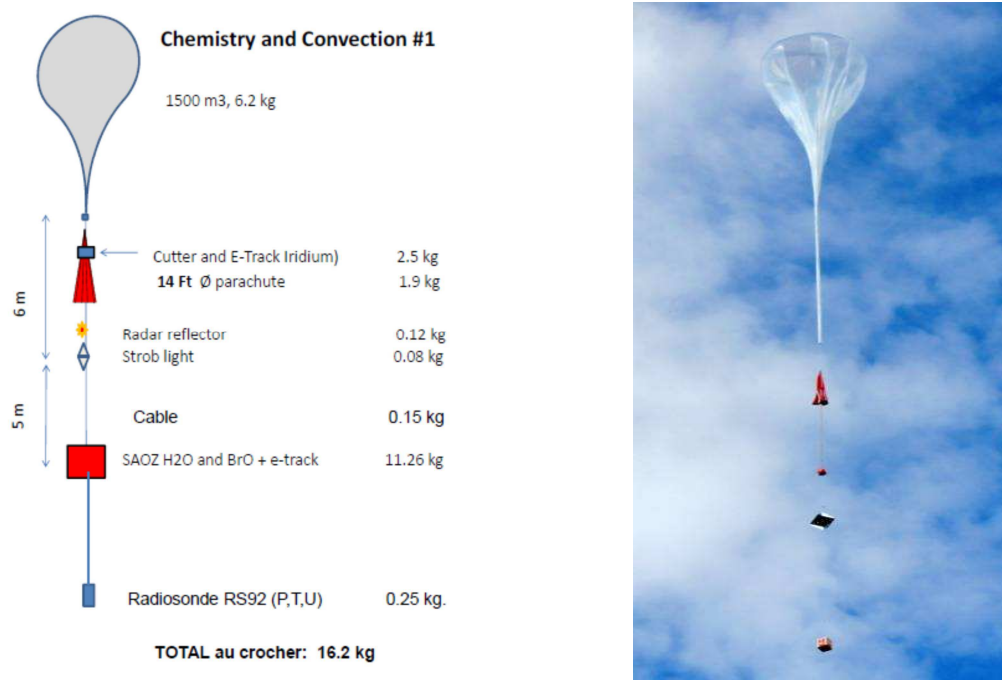


Figure 94. Schéma (à gauche) et photo (à droite) de la chaîne de vol

Le ballon est un ballon stratosphérique ouvert AEROSTAR de 1 500 m³ et de 6 µm d'épaisseur.

Les éléments suspendus en dessous sont :

- Un parachute de 4 mètres de diamètre ;
- Le boîtier E-Track/GPS/Iridium muni d'un couteau pyrotechnique permettant la séparation de la charge utile par télécommande ou par minuterie en cas de défaut de passage d'ordre (figure 95) ;
- Un réflecteur radar ainsi qu'un flash stroboscopique pour la sécurité aérienne et faciliter la localisation de la nacelle au sol lors de la récupération ;
- Le caisson mini-SAOZ muni d'un GPS Trimble ; et,

- Une radiosonde Vaisala PTU RS92 (pression, température et humidité) munie d'un GPS.

Le poids total de la charge utile est de 16.2 kg, compatible avec un ballon de capacité volumique de 1500 m³.

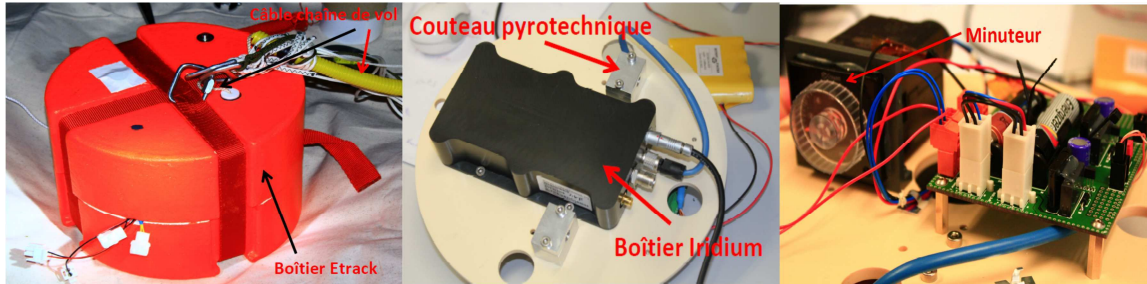


Figure 95. Caisson Etrack (à gauche), boîtier Iridium et couteau pyrotechnique, (au milieu) et minuteur (à droite)

II. OPERATIONS

L'aire de lâcher des ballons est un champ entouré de rideaux de bambous, situé à quelques centaines de mètres du centre de l'IPMET. L'intégration de la chaîne de vol se fait environ 1h à 1h30 avant le lâcher. Une bâche blanche et un tapis de plastique sont déployés au sol afin d'éviter toute dégradation du matériel et faciliter le lâcher du ballon et de la chaîne de vol (figure 96).



Figure 96. Gonflage du ballon. La chaîne de vol, prête à être lâchée, est étendue sur le tapis de sol

De nombreuses vérifications sont à exécuter avant le gonflage du ballon (annexes 1 et 2). Le contrôle aérien ATC (Air Traffic Control) est prévenu au préalable de l'heure prévue pour le vol. Une demande d'autorisation est faite 30 minutes avant le lâcher. Il est impératif de

l'obtenir avant de déployer et gonfler le ballon. Parallèlement, les transmissions des systèmes de télécommande-télémesure E-Track et Digicora sont vérifiées ainsi que le fonctionnement de la sonde mini-SAOZ. Les attaches de la chaîne de vol sont contrôlées. Un lest de 25 kg est attaché à la base du ballon pour sa pesée. Elle correspond à la masse totale de la chaîne de vol à laquelle on ajoute 20 % de force ascensionnelle libre pour lui permettre de monter. Le gonflage du ballon à l'hélium débute 15 minutes avant le lâcher quand tous ces paramètres sont validés et que l'ATC autorise le vol. Au moment où tout est validé, le ballon est libéré suivi de la chaîne de vol dont tous les éléments sont surélevés par les équipes scientifiques afin d'éviter les chocs au sol (figure 97).



Figure 97. Lâcher du ballon

III. DECISION DE VOL

Le but recherché pour les vols mini-SAOZ étant l'étude de l'impact de la convection sur la composition de la basse stratosphère, il nous faut choisir un jour de convection locale aussi intense que possible. Par ailleurs, il est impératif que le lâcher intervienne avant 17h30 heure locale à un angle zénithal solaire inférieur à 60° . De cette façon, le ballon arrive au plafond avant le coucher du soleil et le vent au sol est inférieur à 4-5 m/s. Enfin, une prévision de trajectoire, calculée à partir du radiosondage le plus récent, permet de s'assurer que la séparation pourra avoir lieu dans une région acceptable du point de vue sécurité à l'atterrissage.

Un des indicateurs d'intensité de la convection est la CAPE (Convective Available Potential Energy). La CAPE est l'énergie totale qui peut être transformée en énergie cinétique verticale dans une ascendance convective pour une parcelle d'air plus chaude que l'air environnant grâce à la libération de chaleur latente. La vitesse verticale d'ascension maximale ω_{max} atteinte dans un nuage convectif est définie par la relation :

$$\omega_{max} = \sqrt{(2 \cdot CAPE)}$$

Il existe un modèle de prévision de CAPE traitant les conditions convectives de deux façons différentes. Cependant, les deux schémas sont souvent en désaccord entre eux et la plupart du temps leurs prévisions ne sont pas confirmées par les observations. La seule approche possible est donc la prévision en temps réel sur la base des images satellitaires de température de brillance de GOES, rafraîchies toutes les 15 minutes et celles de l'altitude des sommets des nuages, données par le radar toutes les 7 minutes. La convection ne se développant qu'au cours de l'après-midi, la procédure consiste à examiner la possibilité d'un vol (état de préparation, disponibilité du personnel) le matin lors d'un briefing météorologique. La décision de mise en place n'est prise que vers 16H00 au vu des informations de vent, de pluie et des images satellites et radar.

CHAPITRE 5 : PREMIER VOL DU 11 MARS 2012 ET RESULTATS

I. INTRODUCTION

Une description des conditions météorologiques et du vol sera faite en début de ce paragraphe. Le comportement de la sonde mini-SAOZ en vol sera détaillé comprenant l'acquisition des données GPS, le comportement des courants d'obscurité ainsi que de la thermique. Une analyse préliminaire sera réalisée sur les données brutes puis on présentera les profils verticaux, résultats de l'analyse spectrale avec pour chaque espèce des comparaisons avec les mesures d'autres instruments disponibles à cette période. Une conclusion de ce vol clora cette partie.

II. CONDITIONS METEOROLOGIQUES

Le 11 mars, la tropopause point froid (CPT ou Cold Point Tropopause) se situe à une altitude de 17.85 km à une température de -79.1°C (figure 98) soit environ 2 km au-dessus de la tropopause (LRT ou Lapse Rate Tropopause) suivant la définition de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) marquée par une diminution du gradient vertical de température de plus de $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

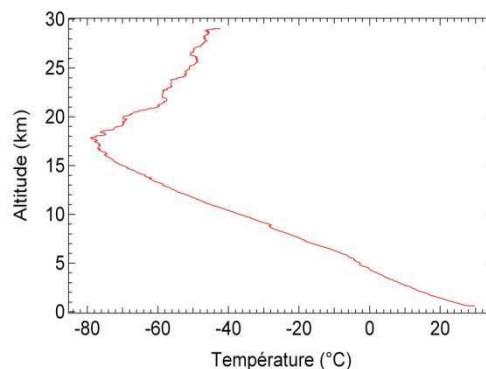


Figure 98. Température du radiosondage Vaïsala embarqué sur le vol du 11 mars

Pour mieux comprendre la progression des systèmes convectifs en temps réel, on étudie les images satellite de GOES12, avec à son bord un radiomètre à 5 voies (une dans le visible et 4 dans l'infrarouge) qui mesure la radiance et l'énergie réfléchie à la surface de la Terre. Ce satellite géostationnaire de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)

permet d'obtenir des cartes de température de brillance, une indication de l'altitude des systèmes nuageux. La figure 99 présente ces cartes au moment du lâcher puis à la fin du vol avec la position du point de mesure (position du ballon à la montée et position du point tangent pendant l'occultation) du mini-SAOZ à l'heure dite.

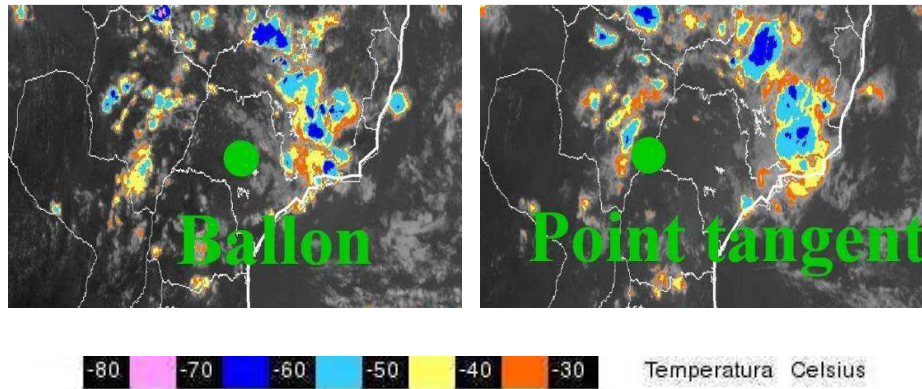


Figure 99. Cartes de température de brillance (°C) de GOES 12 à 19H30 (à gauche) et 21H45 TU (à droite) avec les positions des points de mesures du mini-SAOZ (points verts)

Des systèmes nuageux froids sont présents à l'ouest dans l'état de Mato Grosso do Sul, mais surtout à l'est dans le sud du Minas Gerais et l'Etat de Rio. Les seules cellules actives d'intérêt pour le vol, de température de brillance de - 50°C à - 60°C, se situent dans la région du point tangent du mini-SAOZ à l'occultation.

La figure 100 montre les données des radars en bande S de Bauru. Elles confirment l'absence de système convectif au voisinage du ballon.

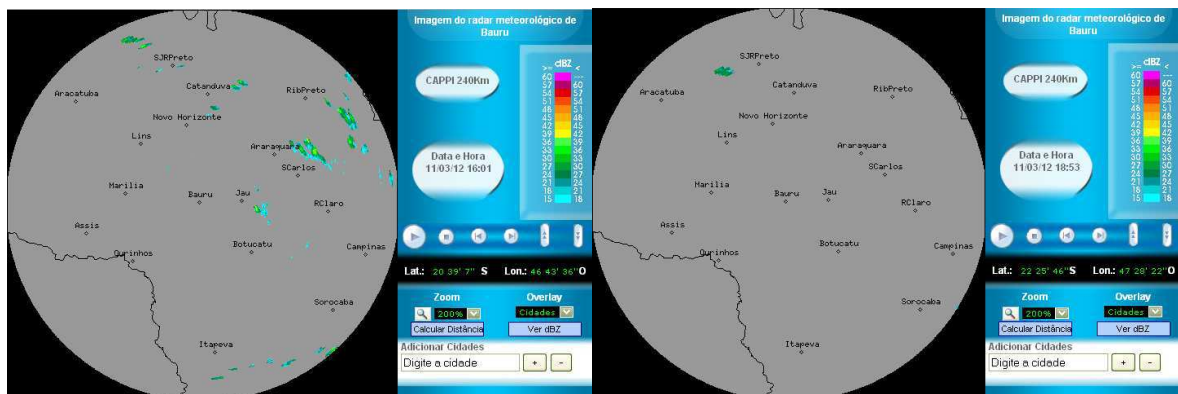


Figure 100. Cartes du radar de Bauru le 11 mars 2012 à 16H01 (à gauche), et 18H53 (à droite) Heure Locale dans un rayon de 240 km

III. DESCRIPTION DU VOL

Le vol débute à 19H06 à un angle zénithal solaire faible de 56.5° (figure 101).

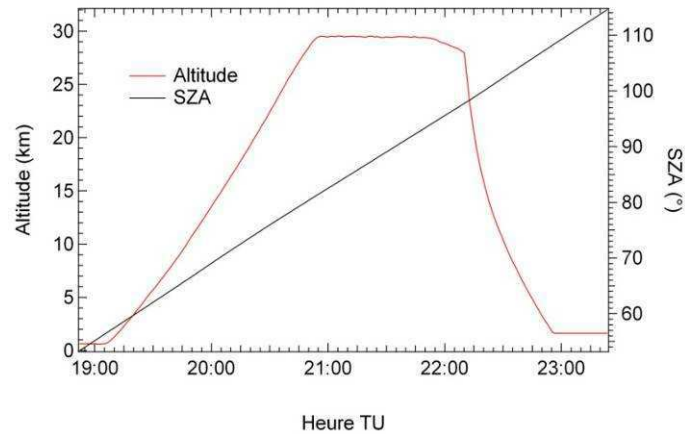


Figure 101. Altitude (rouge) et angle zénithal solaire (noir) du vol du 11 mars 2012

La montée dure 1H50 et le ballon atteint le plafond à 20H56 TU à un angle zénithal solaire de 81.8° et une altitude de 29.5 km. L'occultation débute à 21H35 TU et la chaîne de vol est séparée à 22H10 TU. La figure 102 représente la trajectoire du ballon et celle des points tangents.

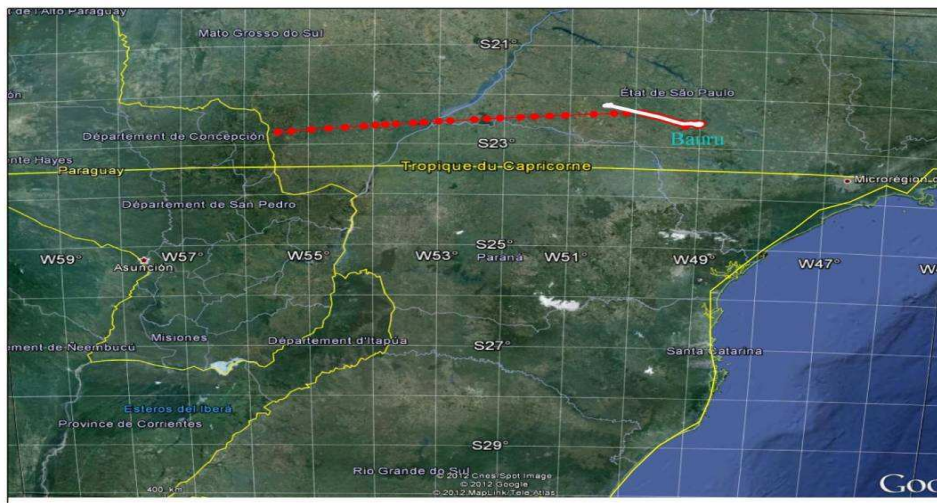


Figure 102. Trajectoire du ballon (points blancs) et des points tangents (points rouges) du vol du 11 mars 2012

Le ballon a décrit une boucle au-dessus de Bauru avant de s'éloigner vers le Nord-Ouest. A l'occultation, les positions des points tangents s'éloignent jusqu'aux limites du Paraguay. La nacelle a atterri dans un pré à environ 150 km de l'IPMET, où elle a été récupérée en bon état le lendemain.

IV. COMPORTEMENT DE LA SONDE MINI-SAOZ EN VOL

A. Données GPS

Au cours du vol, les trois systèmes GPS disponibles étaient les suivants:

- le GPS Trimble intégré dans le caisson mini-SAOZ
- le GPS de la balise E-Track
- et une radiosonde Vaisala RS92 munie d'un GPS Digicora

Les altitudes des trois systèmes GPS embarqués ainsi que l'altitude dérivée de la pression de la radiosonde sont représentées sur la figure 103. Les altitudes GPS, Digicora et dérivée de la pression, sont en accord à un décalage de 475 m près au plafond. Leurs oscillations en altitude sont parfaitement en phase (agrandissement de la figure 103). Le décalage en altitude provient du modèle d'atmosphère utilisé pour la conversion de la pression en altitude et de l'erreur sur la mesure de pression. Une erreur de 1 hPa au niveau 10 hPa correspond à un décalage en altitude de 600 m. Les deux mesures sont donc tout à fait cohérentes.

L'altitude de l'E-Track est cohérente avec elles, mais seulement en dessous de 24 km, altitude au-delà de laquelle sa mesure est bloquée. La différence d'altitude entre le GPS Digicora et celle de l'E-Track, de l'ordre de 60 à 70 m (figure 104), tient à deux raisons : a) la distance de 30 m qui sépare les deux boîtiers et b) la référence utilisée dans le calcul GPS, un géoïde dans le cas de la Digicora et un ellipsoïde WGS-84 dans le cas de l'E-Track, qui entraîne un décalage d'altitude de 15 m lorsque les deux instruments sont posés sur le sol. L'excellent accord entre les deux mesures est confirmé par les trajectoires représentées sur la figure 105, dont les écarts sont négligeables en latitude et inférieurs à 40 m en longitude. Quant au blocage à 24 km de l'E-Track, il provient d'une erreur de configuration de son GPS inadaptée pour les hautes altitudes et modifiable uniquement par le fabricant.

Enfin, particulièrement erronées sont les mesures du Trimble, retardées de 60 s par rapport à l'E-Track à basse altitude lorsque les mesures de ce dernier sont encore fiables pour des raisons de datation par le logiciel mini-SAOZ. Elles deviennent inutilisables au-dessus de 9 km à cause d'une erreur de configuration de notre part, en mode « Land » pour véhicules terrestres au lieu d'« Air » pour les avions. Mais cette configuration est modifiable sur place.

En conclusion, les mesures d'altitude et position les plus fiables sont celles du GPS Digicora de la sonde PTU Vaisala.

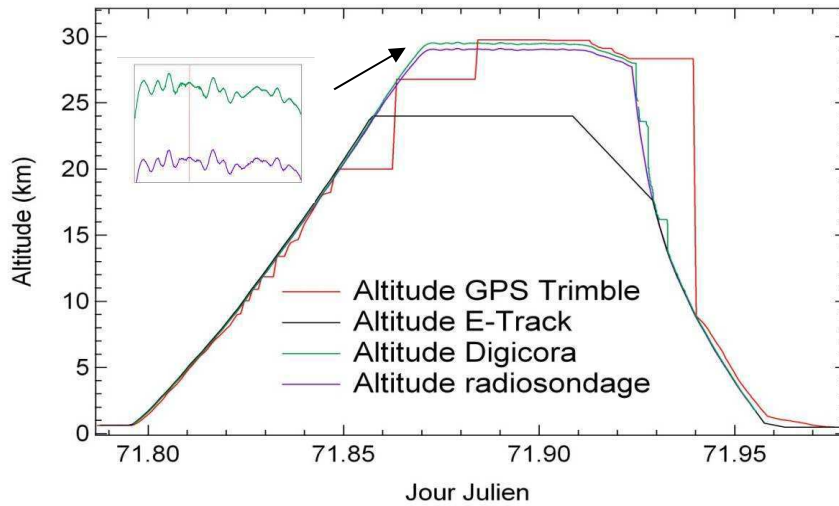


Figure 103. Altitude des 3 systèmes GPS et dérivée de la mesure de pression de la radiosonde

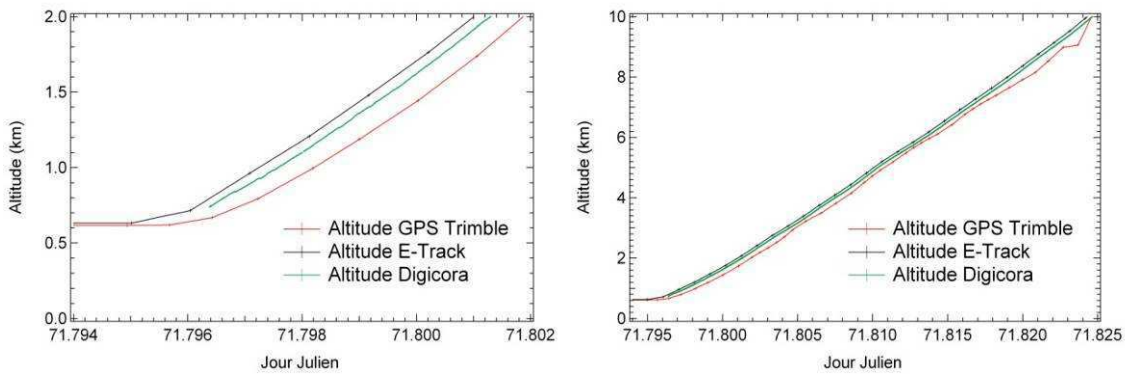


Figure 104. Altitude des 3 systèmes GPS en fonction du jour julien depuis le sol jusqu'à 2 km (à gauche) et jusqu'à 10 km (à droite)

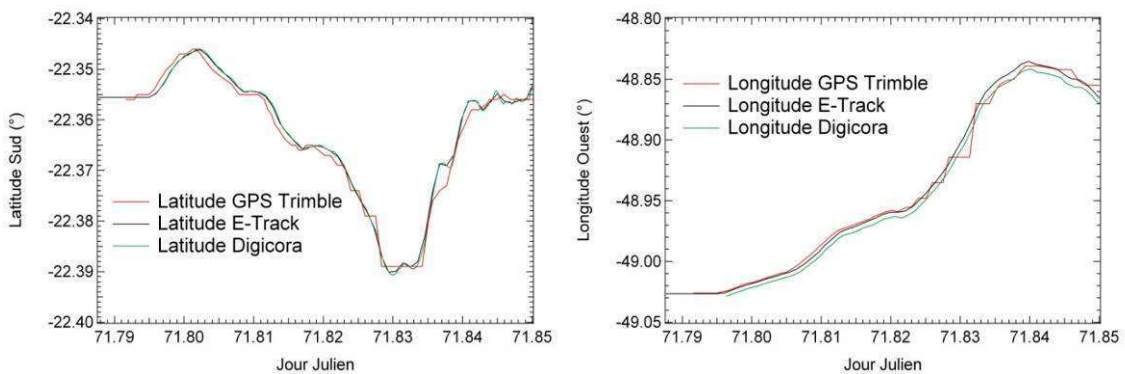


Figure 105. Latitudes et longitudes en fonction du jour julien au cours de la montée jusqu'à 20 km d'altitude

B. Thermique

Le nouveau caisson mini-SAOZ avait déjà volé à Kiruna en 2011 mais les conditions de température au sol étaient très différentes et il n'hébergeait qu'un seul spectromètre. La difficulté à Bauru est la température au sol élevée, en moyenne de 30°C en fin d'après-midi. Pour tenter de limiter l'échauffement avant le décollage, le mini-SAOZ a été entreposé dans une pièce climatisée, transporté et activé au dernier moment sur le terrain pour les dernières vérifications de fonctionnement. De plus, il est protégé du soleil jusqu'au lâcher à l'aide d'un parasol. La figure 106 montre l'évolution des températures des différents éléments du caisson lors du vol qui sont le support des spectromètres, la plaque interne de thermalisation, la plaque de l'ordinateur, la carte d'alimentation, la plaque de support des piles, le GPS, la plaque externe de thermalisation et la plaque de l'obturateur.

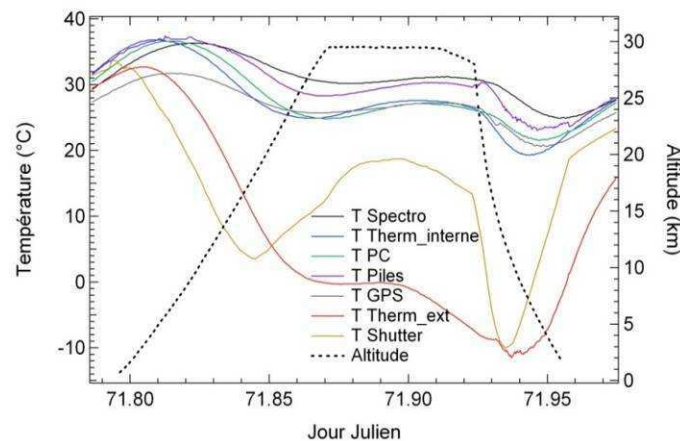


Figure 106. Evolution de la température des éléments du caisson mini-SAOZ (échelle de gauche) et altitude (en pointillés, échelle de droite) du 11 mars

Les températures de l'ensemble des éléments au lâcher sont de l'ordre de 30°C, température de l'air. En début d'ascension, les piles, la plaque de thermalisation interne et l'ordinateur de bord s'échauffent pour atteindre 37°C à 5 km, altitude de l'isotherme 0°C. Quinze minutes plus tard, la plaque du spectromètre atteint une température de 36.3°C. Par la suite, les températures des éléments intérieurs au caisson diminuent progressivement pour atteindre des valeurs comprises entre 26°C et 33°C à l'arrivée au plafond. Ensuite elles se stabilisent jusqu'à la séparation après le coucher du soleil. La température des spectromètres, éléments les plus importants, reste élevée, supérieure à 30°C. La conséquence est la limitation du temps de pose ainsi que la diminution du rapport signal/bruit, en particulier dans l'UV.

C. Courants d'obscurité

La figure 107 présente les spectres et leurs courants d'obscurité associés, mesurés dans l'UV et le Visible-proche IR au cours de la montée où la température des spectromètres est de 36.2°C.

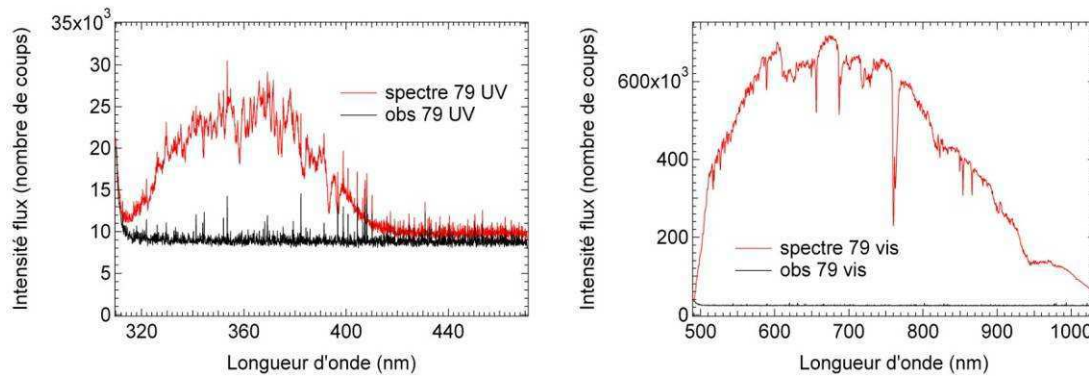


Figure 107. Spectres bruts et courants d'obscurité associés (n°79) dans l'UV (à gauche) et dans le visible-proche IR (à droite) à la montée à la température de 36.2°C

A cet instant, le rapport signal/bruit est de 29 dans le Visible-proche IR, mais seulement de 3 dans l'UV. La figure 108 présente l'évolution de la température du spectromètre et du temps de pose en fonction du numéro de spectre.

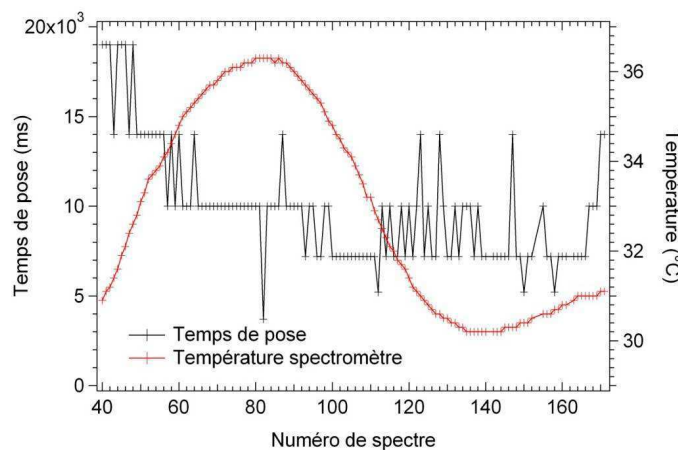


Figure 108. Evolution du temps de pose (échelle de gauche) et de la température du spectromètre (échelle de droite) en fonction du numéro de spectre durant le vol

Le premier fichier du vol dans lequel sont stockées les mesures commence au spectre 0 et comprend 10 spectres. Les fichiers suivants débutent par le premier spectre dont le numéro est une dizaine (40, 50, 60, etc.). Dans le cas du fichier comprenant la série de spectres entre 70 et 79, le courant d'obscurité est le même avec un temps de pose invariant. Cependant la

température augmente de quelques dixièmes de degrés, ce qui devrait en théorie amplifier l'intensité du courant d'obscurité et donc diminuer celle du spectre corrigé du bruit.

D. Conclusion

Le mini-SAOZ, comportant pour la première fois deux spectromètres (UV et visible-proche IR), a fonctionné correctement au cours de ce premier vol aux tropiques. L'acquisition des données s'est faite aussi bien à la montée qu'à l'occultation.

Cependant le système présente encore deux défauts :

- d'une part des erreurs sur les configurations des GPS, aussi bien sur celui du mini-SAOZ que sur celui de l'E-Track, ainsi que sur la datation des mesures des mini-SAOZ, défauts qu'il est cependant possible de compenser par l'utilisation de la position et de l'altitude données par le GPS de la radiosonde.
- D'autre part, une température trop élevée des spectromètres, malgré les précautions prises avant le lâcher. Cet échauffement est lié aux conditions de vol aux tropiques beaucoup plus exigeantes que celles des premiers essais en Suède.

V. ANALYSE DES DONNEES

L'analyse des données se fait en deux temps : le calcul des colonnes obliques des espèces puis l'inversion de leurs profils. Mais auparavant, il est nécessaire de s'affranchir de deux défauts : la présence de pixels chauds sur le détecteur qu'il faut éliminer et la correction des courants d'obscurité dont l'amplitude évolue en fonction de la température du détecteur.

A. Correction des pixels chauds

Les pixels chauds sont des pixels détériorés du détecteur avec une intensité de signal anormalement élevée qui peut être due soit à des micropollutions lors de la fabrication ou à des dégradations par des particules énergétiques. Ils apparaissent de façon visible dans les courants d'obscurité quand l'obturateur est fermé.

Lors de l'occultation ($SZA = 92.8^\circ$), les spectres de l'UV-visible furent perturbés par un groupe de pixels chauds compris entre 774 et 777 (figure 109).

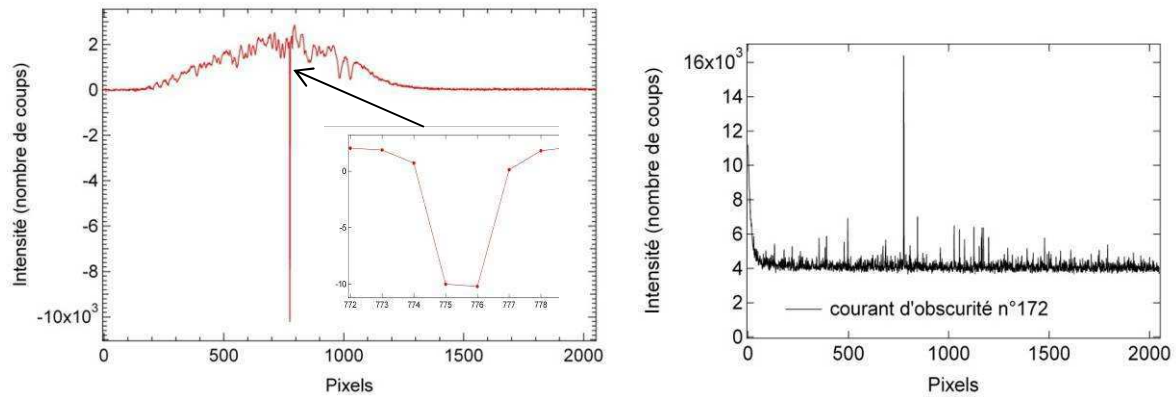


Figure 109. Spectre corrigé du courant d'obscurité n°172 (à gauche) et courant d'obscurité associé (à droite) à 21H48 TU avec un SZA de 93°

Le courant d'obscurité présente 2 pixels (775 et 776) dont l'intensité est 4 fois supérieure à la moyenne. La soustraction de ce courant d'obscurité au spectre brut mesuré entraîne le résultat de la figure de gauche avec un pic d'intensité négative sur les mêmes pixels. Ce bruit parasite empêche l'analyse de plusieurs spectres à partir de 92.8° . Afin de pouvoir y remédier une correction est appliquée en remplaçant les valeurs des pixels 774 à 777 par la moyenne des intensités aux pixels 773 et 778. Ainsi l'analyse peut s'étendre jusqu'à l'angle zénithal 93.63° .

B. Correction du courant d'obscurité

Les courants d'obscurité ne sont pas mesurés pour chaque spectre acquis. Cependant l'élévation de température sur plusieurs spectres augmente l'intensité du courant d'obscurité. Pour corriger correctement les spectres de leur bruit réel, la méthode se déroule en plusieurs étapes :

- 1) On moyenne les courants d'obscurité sur les 2048 pixels et on les classe selon leurs temps de pose (7.2 s, 10 s, 14 s, 19 s)
- 2) Pour chaque temps de pose, on associe les températures correspondantes aux moyennes réelles des courants d'obscurité correctement mesurés, soit en début de fichier soit lors d'un changement de temps d'intégration.
- 3) On interpole ensuite les moyennes de bruit correctes (moyennes théoriques) en fonction de la température tous les 0.1°C dans l'intervalle qui nous intéresse.
- 4) On calcule la différence entre les moyennes des courants d'obscurité théoriques et les réelles et on ajoute cette différence aux spectres initiaux.

Le courant d'obscurité n'a pas la même intensité suivant si la température augmente ou diminue. Les courbes de moyennes de courant d'obscurité en fonction de la température pour le temps de pose 10 s sont présentées sur la figure 110.

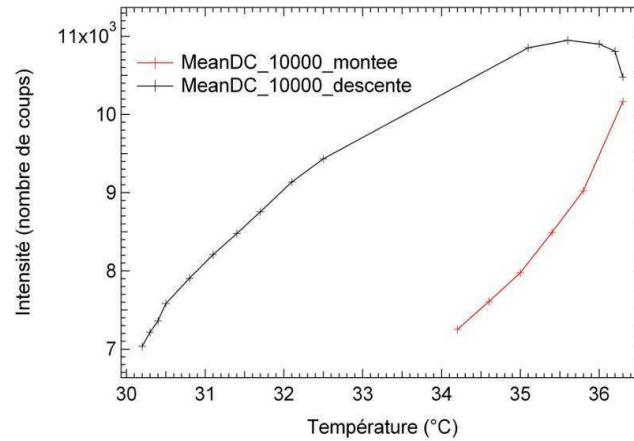


Figure 110. Profils d'intensités moyennes des courants d'obscurité en fonction de la température, quand la température augmente (courbe rouge) et diminue (courbe noire)

Les courbes d'intensité moyenne des courants d'obscurité ne présentent pas les mêmes comportements suivant l'augmentation ou la diminution de la température. Ce paramètre est pris en compte dans la méthode de calcul en scindant les données selon l'augmentation ou la diminution de la température au cours du vol.

Le résultat de ces corrections est présenté sur la figure 111 où le spectre 79 est choisi comme exemple. Pour ce spectre, le courant d'obscurité était le même depuis 10 minutes et la température avait augmenté de 0.4°C.

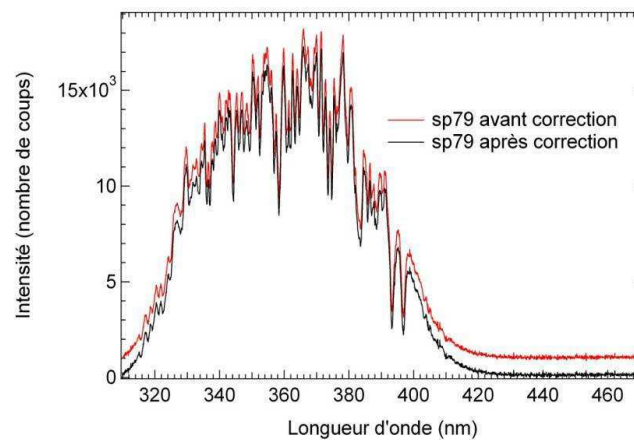


Figure 111. Spectres corrigés du courant d'obscurité mesuré (courbe rouge) et théorique (courbe noire)

Le spectre de la figure 111 après correction présente une intensité plus faible. Dans le cas où la température diminue nous aurons un spectre d'intensité plus élevée. Cette correction modifiera légèrement les quantités des constituants atmosphériques mesurées, mais améliorera de façon certaine les erreurs sur les mesures, comme constaté sur la mesure de NO_2 de la figure 112.

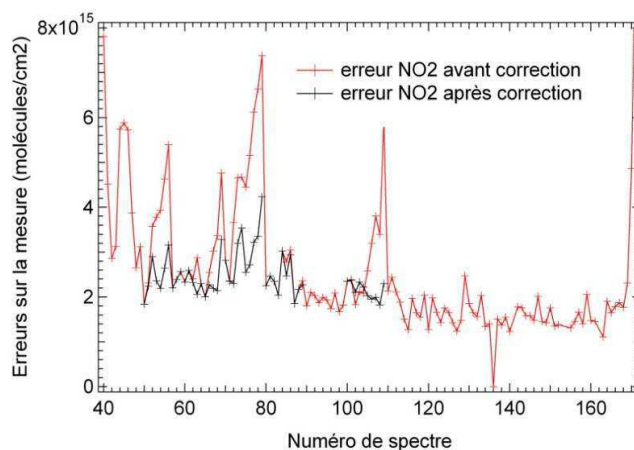


Figure 112. Erreurs sur la mesure de NO_2 en fonction du numéro de spectre avant (courbe rouge) et après correction (courbe noire)

Finalement l'analyse fut effectuée avec de nouveaux fichiers créés à partir des spectres corrigés de leurs réels courants d'obscurité. Par la suite, il sera nécessaire de mesurer pour chaque spectre acquis son courant d'obscurité pour avoir une élimination correcte du bruit associé.

VI. INVERSION DES PROFILS VERTICAUX

Les colonnes obliques obtenues à partir du logiciel SAM et traitées des spectres saturés sont inversées en profils verticaux par la méthode dite de « pelure d'oignon ». Les profils seront présentés principalement au cours du crépuscule avec des erreurs et des variations de flux plus faibles. Dans ce paragraphe les profils verticaux des constituants de l'UV et du visible-proche IR seront présentés accompagnés de comparaisons effectuées avec les données d'autres instruments disponibles.

A. Flux et indice de couleur

La figure 113 présente les flux mesurés dans l'UV et dans le visible-proche IR à la montée.

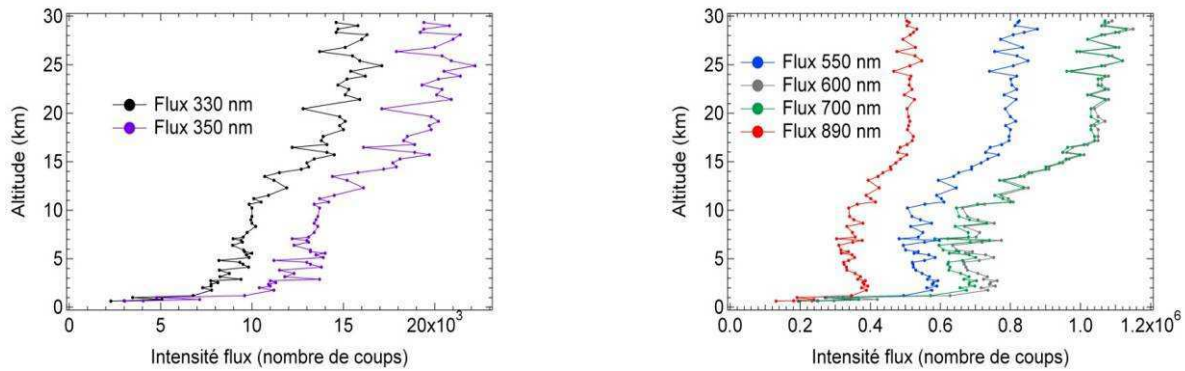


Figure 113. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude à la montée

La figure 114 montre le CI, rapport des flux à 890 nm et 350 nm suivant l'altitude à la montée.

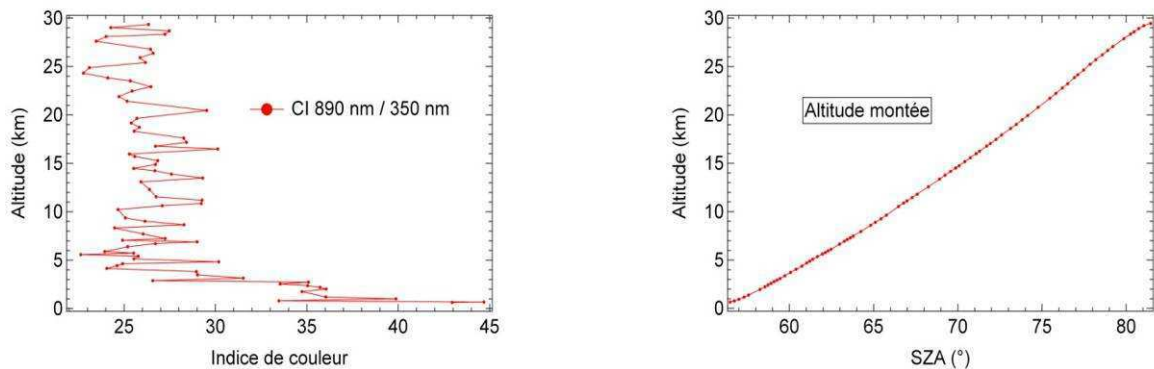


Figure 114. CI 890/350 nm suivant l'altitude à la montée (à gauche) et altitude en fonction du SZA (à droite)

A toutes les longueurs d'onde les flux sont relativement faibles peu après le lâcher, mais ils augmentent rapidement vers 2 km au-dessus d'une couche nuageuse à basse altitude, confirmée par le bleuissement de l'indice de couleur. Par la suite, le CI diminue encore indiquant par-là, la présence de nuages fins dans l'environnement. Les flux UV augmentent légèrement alors que les visibles demeurent constants dans la troposphère jusqu'à 12-15 km, bien que le soleil descende. La haute troposphère est donc claire. Tous les flux augmentent encore une fois franchie la tropopause, plus rapidement aux courtes longueurs d'onde, comme indiqué par le CI, plus sensibles à la diminution de l'atténuation Rayleigh. La figure 115 présente ces mêmes flux au coucher du soleil.

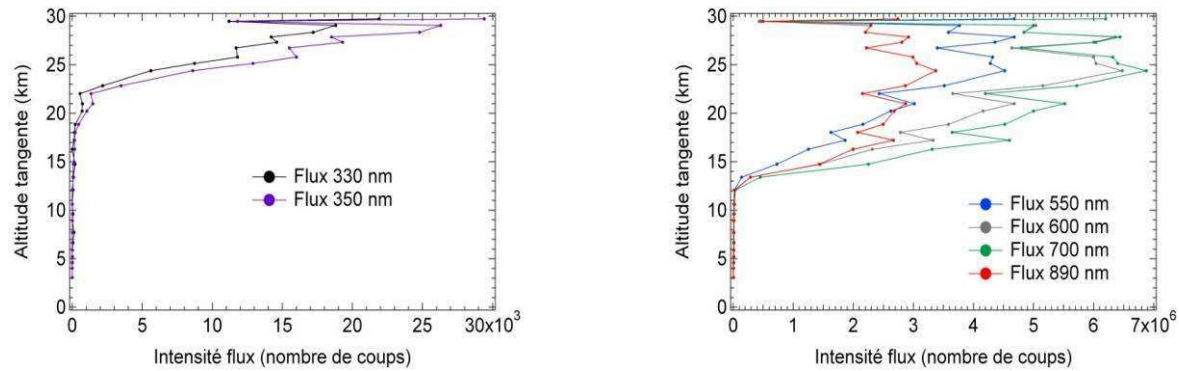


Figure 115. Intensité des flux à 350 et 380 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude tangente au coucher du soleil

La figure 116 montre le CI 890/350 nm au coucher du soleil ainsi que l'évolution de l'altitude tangente corrigée de la réfraction.

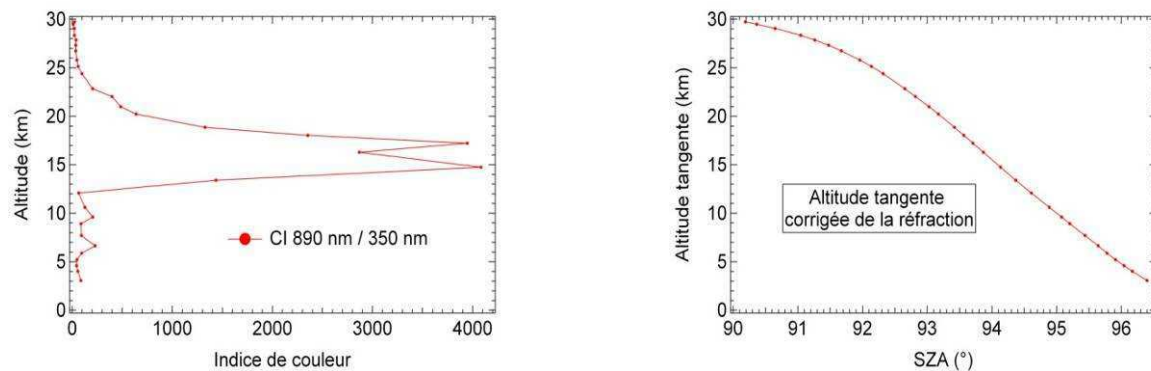


Figure 116. CI 890/350 nm suivant l'altitude tangente au crépuscule (à gauche) et altitude tangente corrigée de la réfraction en fonction du SZA (à droite)

A l'occultation, les flux UV diminuent rapidement après 91° SZA lorsque l'altitude tangente diminue, pour ensuite s'effondrer au-delà de 93° à une altitude tangente inférieure à 20 km, alors qu'ils demeurent constants dans le visible-proche IR jusqu'à 93°- 93.5°. Les mesures dans l'UV seront donc limitées aux altitudes supérieures à 20 km, alors que celles du visible pourront être poursuivies jusqu'à 15 km, c'est à dire jusqu'à l'altitude du sommet des nuages.

B. Ozone

L'ozone est mesuré par les deux spectromètres, dans les bandes de Huggins dans l'UV entre 330 et 360 nm et dans les bandes de Chappuis dans le visible entre 515 et 620 nm.

1) Mesures à la montée

Les colonnes obliques mesurées à la montée dans les deux gammes de longueur d'onde, par rapport à un spectre de référence pris à l'arrivée au plafond, sont représentées sur la figure 117.

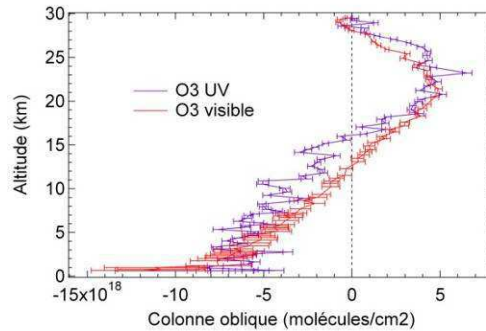


Figure 117. Colonnes obliques d'O₃ dans l'UV (en violet) et le visible (en rouge) suivant l'altitude à la montée

Elles augmentent à la montée pour atteindre un pic vers 22-23 km lorsque le ballon passe au-dessus du maximum de concentration. Les valeurs négatives sont dues à la colonne résiduelle d'ozone dans le spectre de référence, enregistré lorsque le ballon arrive au plafond à 30 km à un angle zénithal solaire de 82°. Bien que les barres d'erreurs représentatives de la précision de l'analyse spectrale soient plus faibles dans l'UV, où l'amplitude des signatures d'absorption de l'ozone est plus grande, les mesures y sont plus bruitées à cause des changements rapides de temps de pose. Les profils inversés d'ozone dans les deux gammes de longueur d'onde sont représentés sur la figure 118 exprimés en rapport de mélange.

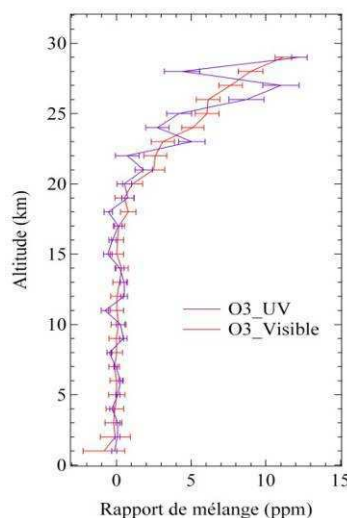


Figure 118. Profils verticaux de l'O₃ UV (en violet) et visible (en rouge) à la montée en rapport de mélange en ppm

Inférieur à 1 ppm dans la troposphère, le rapport de mélange croît à partir de la tropopause pour atteindre 12 ppm à l'altitude du plafond du ballon. La précision des mesures est de l'ordre de 0.6 ppm dans le visible, mais dégradées dans l'UV au-dessus de 21 km, du fait de la large dispersion observée dans les colonnes obliques. Les mesures dans l'UV à la montée sont inexploitable.

2) Mesures à l'occultation

Les profils verticaux à l'occultation au coucher du soleil dans les deux domaines spectraux sont présentés sur la figure 119. La quantité résiduelle dans le spectre de référence est définie à 1.10^{19} molécules/cm², de façon à ce que les profils dans les deux domaines spectraux aient des concentrations les plus proches possibles au début de l'occultation.

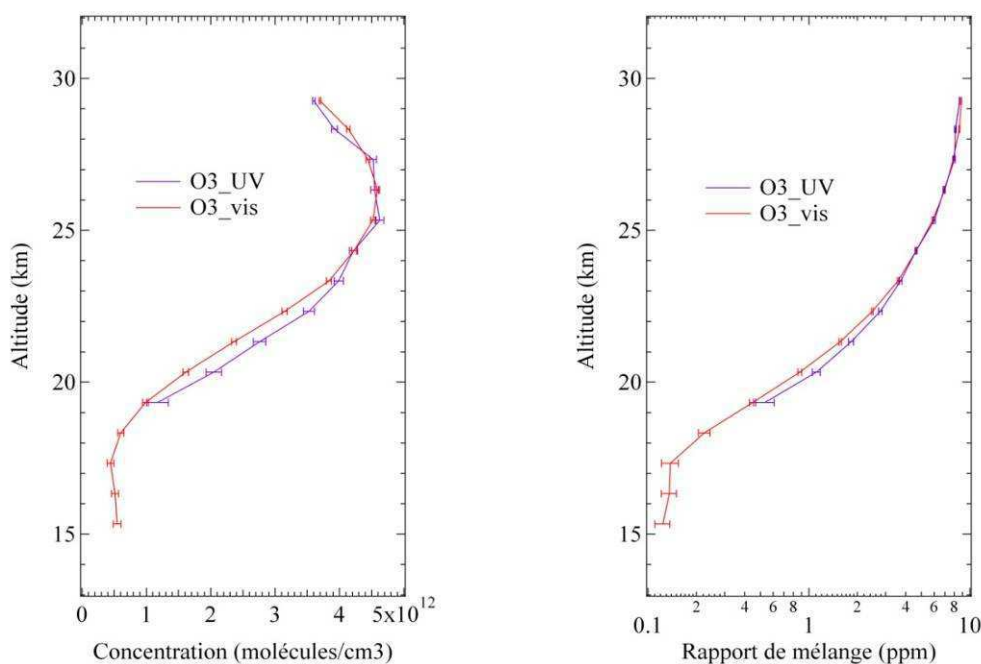


Figure 119. Profils verticaux de l'ozone UV (en violet) et visible (en rouge) au coucher du soleil en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique) entre 13 et 32 km

La précision est de 0.03 ppm dans le visible et de l'ordre de 0.07 ppm dans l'UV vers 25 km, mais se dégrade rapidement dans ce dernier domaine spectral à altitude décroissante. Pour des raisons d'atténuation Rayleigh déjà vues dans les flux, le profil UV s'arrête à 19 km alors que celui du visible descend jusqu'aux nuages à 15 km. Enfin un décalage entre les deux profils de l'ordre de 4.10^{11} molécules/cm³ (0.25 ppm) s'observe en dessous de 23 km qui peut provenir

de la correction de pixels chauds expliquée auparavant, mais surtout de la variation en fonction de la température des sections efficaces d'absorption dans l'UV, inexistante dans le visible. La mesure de l'ozone est indiscutablement plus précise dans le visible et sera donc la seule retenue dans ce qui suit.

3) Comparaison avec OSIRIS

Les mesures de l'instrument OSIRIS à bord du satellite ODIN utilisées pour cette comparaison ont été acquises le 12 mars 2012 entre 6H20 et 6H30 heure solaire, respectivement à 17.94 S et 45.75 W et le n°56 à 29.15 S et 48.29 W, soit à $\pm 1.2^\circ$ de latitude de Bauru mais à 9° (près de 1000 km) à l'Est du point tangent (figure 120).

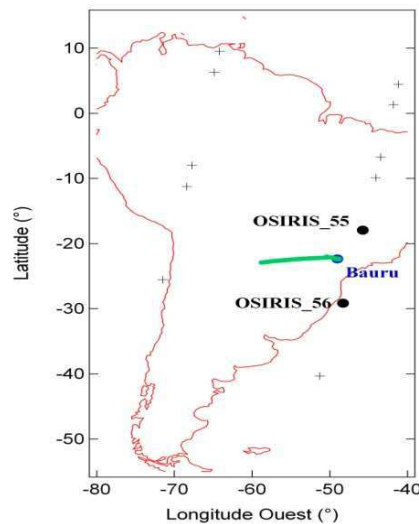


Figure 120. Positions des points de mesures n°55 et n°56 d'OSIRIS (points noirs), points tangents des observations mini-SAOZ (vert) et positions des autres points les plus proches de mesures d'OSIRIS (croix noires).

La figure 121 représente les profils d'O₃ d'OSIRIS aux points de mesure 55 et 56 ainsi que celui du mini-SAOZ au coucher du soleil.

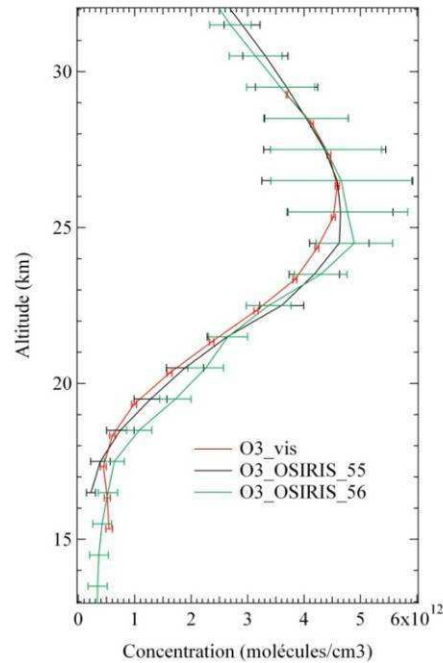


Figure 121. Comparaison entre les profils d' O_3 d'OSIRIS (positions 55 et 56) et celui du mini-SAOZ au crépuscule

Dans leurs barres d'erreur, de 15 à 20% pour OSIRIS et de 1% pour le mini-SAOZ ces profils sont en accord, avec cependant une surestimation de concentration en dessous de 23 km pour le point OSIRIS le plus au sud. Selon Urban et al. (2005), les mesures d'ozone d'OSIRIS au limbe se dégradent en-dessous de 19 km aux basses latitudes et de plus, peuvent présenter des biais de restitution d'altitude de l'ordre de 500 m.

4) Comparaison avec MLS

La comparaison est réalisée avec les données de l'instrument Micro-onde Limb Sensor (MLS) à bord du satellite AURA à 17H14 TU à 22.26 S et 49.21 W, soit à la même latitude mais 900 km à l'Est du point tangent. La figure 122 présente les profils de MLS et du mini-SAOZ.

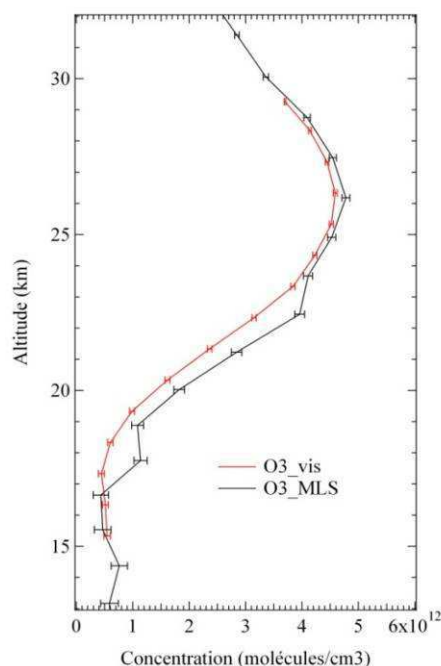


Figure 122. Comparaison entre les profils d'O₃ de MLS et du mini-SAOZ le 11 mars 2012

L'accord avec MLS est excellent au-dessus de 23 km montrant un pic de concentration à la même altitude. Cependant il se dégrade en-dessous de cette altitude où MLS indique des concentrations plus élevées que celles du mini-SAOZ. Une explication possible pourrait en être les perturbations des restitutions d'ozone dans l'UTLS tropicale par la version 3.3 Level 2 de l'algorithme MLS attribuées par Livesey et al. (2011) à la présence de nuages épais de glace dans le large champ de vue de l'instrument.

5) Conclusion

En résumé la sonde mini-SAOZ permet des mesures d'ozone dans le visible dans la stratosphère avec une précision de l'ordre de 15% à la montée du ballon et meilleure que 1% à l'occultation, auxquelles il faut ajouter une incertitude absolue de 1 à 2% sur les sections efficaces. Par contre, à cause du faible rapport signal sur bruit dû à la température élevée du détecteur lors d'un vol aux tropiques, et à la dépendance en température des sections efficaces d'absorption, la précision des mesures à l'occultation dans l'UV est moins bonne, de l'ordre de 2 à 3%, et limitée aux altitudes supérieures à 19 km à cause de l'atténuation du signal par diffusion Rayleigh. L'accord avec les mesures satellitaires d'OSIRIS et de MLS, bien que moins précises que celles du mini-SAOZ, confirment la cohérence de ces mesures. La sonde mini-SAOZ est au point pour la mesure de l'ozone.

C. Dioxyde d'azote

L'intérêt de la mesure de NO_2 dans les systèmes convectifs tropicaux est de pouvoir mettre en évidence la production des NO_x par les éclairs (LNOX ou Lightning NO_x). Le dioxyde d'azote est mesuré par les deux spectromètres embarqués : dans l'UV entre 353 et 391 nm et dans le visible entre 512 et 565 nm.

1) Mesures à la montée

La figure 123 représente les rapports de mélange de NO_2 dans l'UV et le visible à la montée.

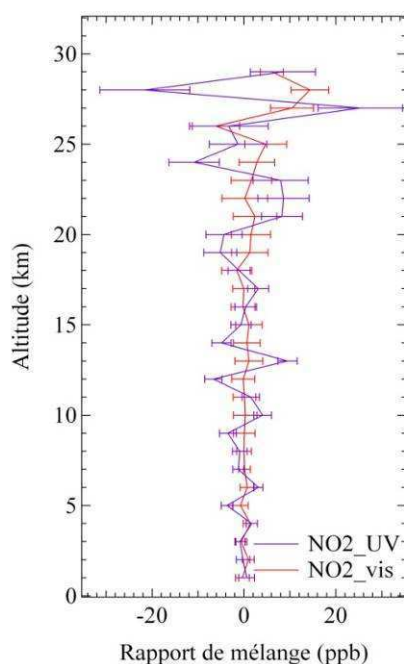


Figure 123. Rapports de mélange de NO_2 du mini-SAOZ mesurés dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) à la montée en ppb

Dans la stratosphère autour de 25 km la précision des mesures dans le visible est de l'ordre de 50% et de plusieurs centaines de pourcent dans l'UV. Le soleil élevé au lâcher, nécessaire aux tropiques pour atteindre le plafond avant le coucher du soleil, et le faible rapport signal sur bruit pour des raisons thermiques, ne permettent pas de mesures fiables de NO_2 à la montée.

2) Mesures à l'occultation

La figure 124 montre les mesures de NO_2 à l'occultation dans le visible et l'UV avec leurs barres d'erreur.

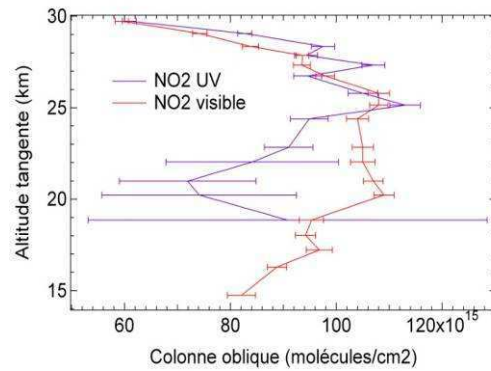


Figure 124. Colonnes obliques de NO_2 du mini-SAOZ mesurées dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) au crépuscule suivant l'altitude tangente

Les mesures dans le visible montrent une augmentation de la colonne jusqu'à 93° suivie d'une diminution par la suite avec une précision de $2\text{--}3 \cdot 10^{15}$ molécules/cm². Dans l'UV, la précision décroît rapidement pour dépasser $\pm 10 \cdot 10^{15}$ molécules/cm² au-delà de 93° SZA. Comme dans le cas de l'ozone, et pour les mêmes raisons de diminution de rapport signal sur bruit dû à la température élevée du détecteur, les mesures UV sont inexploitable dans la basse stratosphère.

La figure 125 représente les profils verticaux de NO_2 après inversion en molécules/cm³ et rapports de mélange en ppb.

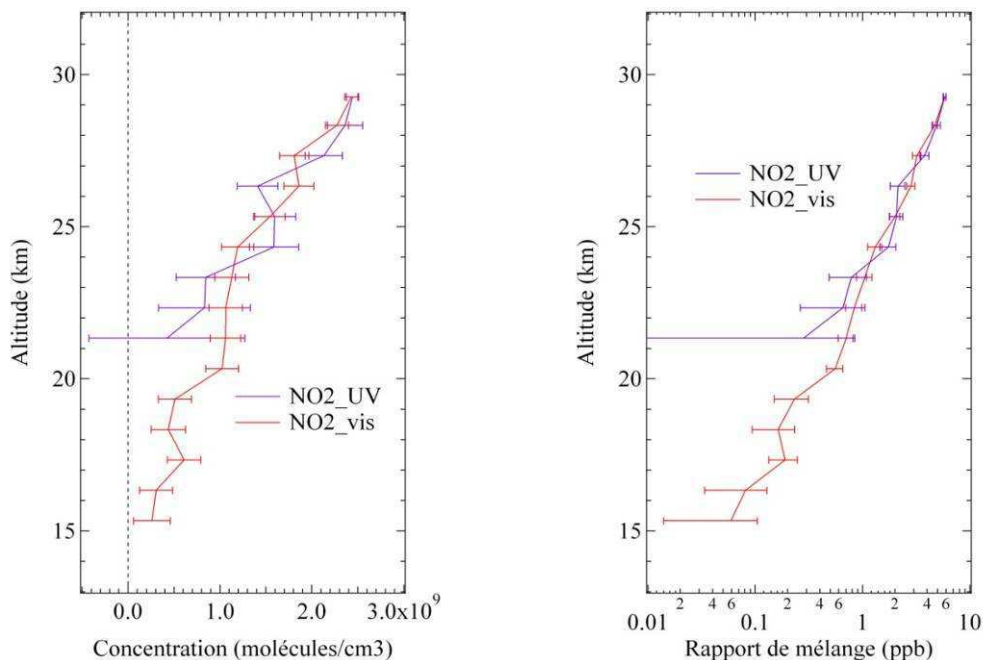


Figure 125. Profils verticaux de NO_2 mesurés dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) au crépuscule en molécules/cm³ (à gauche) et rapport de mélange en ppb (à droite, échelle logarithmique)

Comme pour l'ozone, les mesures de NO_2 sont plus précises dans le visible, de l'ordre de 0.15 ppb, et surtout, permettent de couvrir une plus large gamme d'altitude jusqu'au sommet des nuages à 15 km. Dans l'UV, elles souffrent des mêmes problèmes de faible signal/bruit liés à la température excessive du spectromètre.

D. Oxyde de brome BrO et formaldéhyde CH_2O

La figure 126 représente les colonnes obliques de BrO et CH_2O .

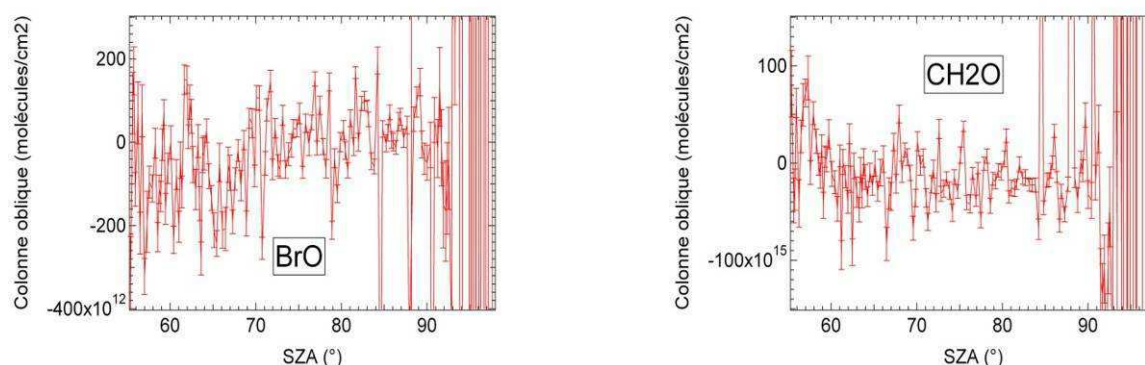


Figure 126. Colonnes obliques de BrO et CH_2O en fonction du SZA

Les deux espèces se recombinant de nuit avec NO_2 , leurs concentrations s'effondrent au coucher du soleil. Elles ne peuvent donc être mesurées qu'à la montée du ballon en fin d'après-midi. De plus, leurs signatures spectrales interfèrent avec celles de l'ozone et du NO_2 de l'UV, dont on a vu qu'ils étaient mal mesurés. Les incertitudes sur les colonnes obliques sont de l'ordre de $5 \cdot 10^{13}$ molécules/cm² pour BrO et de $2 \cdot 10^{16}$ molécules/cm² pour CH_2O .

Comme pour l'ozone et le NO_2 dans l'UV, le trop faible rapport signal sur bruit du spectromètre UV ne permet pas une mesure fiable de ces espèces.

E. Vapeur d'eau

L'intérêt de la campagne TRO-pico pour la mesure de vapeur d'eau du mini-SAOZ est l'existence de deux mesures in situ durant la même période, celles des instruments Pico-SDLA H_2O et FLASH-B ainsi que celles de MLS avec lesquelles les données du spectromètre peuvent être comparées. Comme conclu dans la discussion des mesures du mini-SAOZ à Kiruna en 2010, le meilleur profil de vapeur d'eau de cet instrument est un profil composite des mesures à l'occultation les plus sensibles autour de 940 nm ($\text{H}_2\text{OV4}$) au-dessus de 19 km d'altitude et de celles à 780 nm en dessous ($\text{H}_2\text{OV3}$), lorsque les raies de la première bande sont totalement saturées. Dans ce qui suit, seuls les profils de ce composite seront utilisés. Les

comparaisons entre les profils composites mini-SAOZ et ceux des mesures les plus proches des trois autres instruments sont représentés sur les figures 127, 128 et 129.

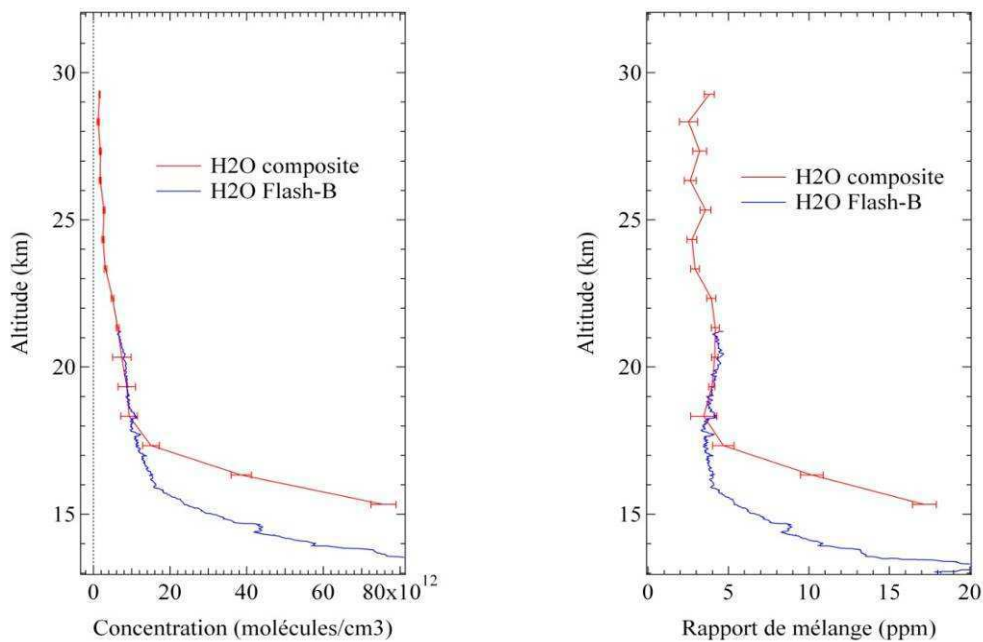


Figure 127. Comparaison entre les profils verticaux de Flash-B du 13 mars et du mini-SAOZ le 11 mars en molécules/cm³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)

Le vol du 13 mars de FLASH-B a fonctionné correctement et a récolté des données jusqu'à 21.1 km. La sonde fut lâchée à 22h21 TU et le vol dura 2h30.

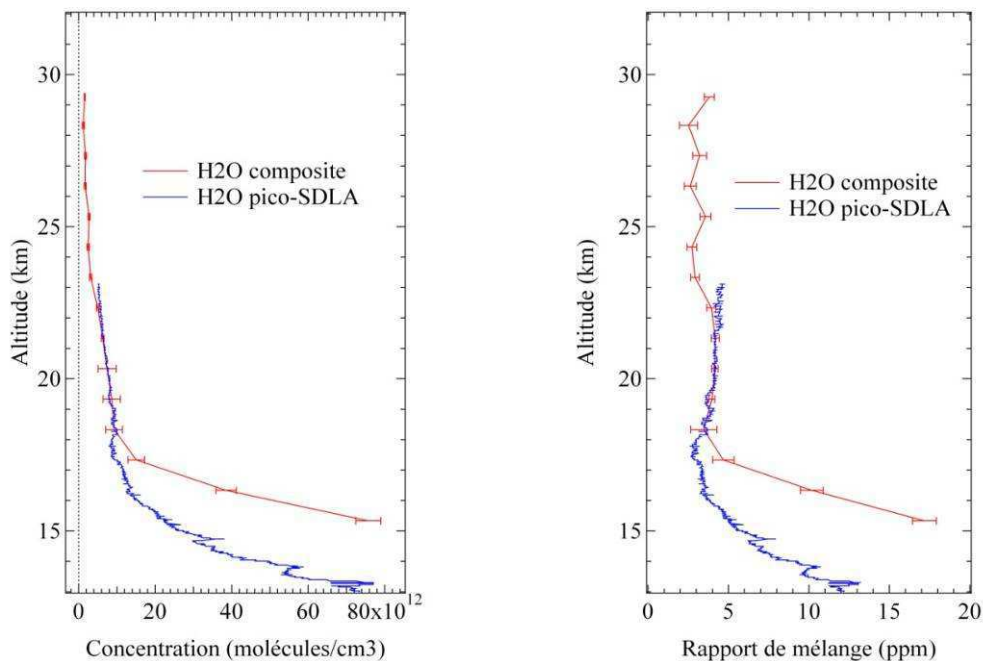


Figure 128. Comparaison entre les profils verticaux de Pico-SDLA et du mini-SAOZ le même jour en molécules/cm³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)

L'instrument Pico-SDLA H₂O est un spectromètre à diode laser infrarouge développé par la Division Technique de l'INSU (Meudon) et le GSMA donc l'objectif est de pouvoir réaliser des sondages réguliers de vapeur d'eau sous ballon. Il mesure l'absorption directe des molécules de la vapeur d'eau dans la région spectrale de 2.63 μm . Le faisceau laser émis par une diode est absorbé sur 1 m de parcours optique. (Ghysels, 2012). Le vol de Pico-SDLA a débuté à 19H15 heure locale le 11 mars 2012, soit près de 3 heures après le mini-SAOZ, et dura 2H45. Les incertitudes totales lors de ce vol varient entre 5.5% et 7.5% dans la stratosphère et la résolution verticale est de l'ordre de 5 m.

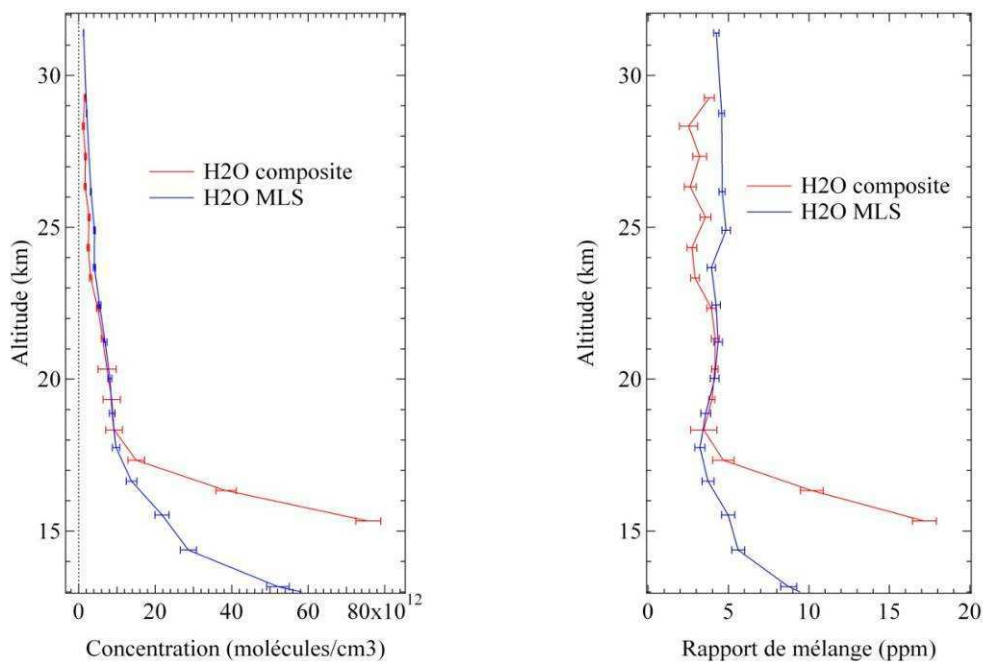


Figure 129. Comparaison avec le profil de MLS du 12 mars à 17H14 TU à 22.26 S et 49.21 W, soit à 16 km de Bauru, en molécules/cm³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)

L'accord entre le mini-SAOZ et les trois autres instruments est excellent à 5% près entre 18 et 23 km. Par contre, également dans les trois cas, les concentrations du mini-SAOZ divergent rapidement aux altitudes inférieures, et sont plus faibles que celles de MLS au-dessus de 23 km. La persistance de la divergence, au voisinage et en dessous de la tropopause, indique une erreur dans les profils mini-SAOZ due à une correction insuffisante de saturation des raies de la bande H₂O_{V3} aux températures très froides de -80°C de cette tranche d'altitude aux tropiques, beaucoup plus froides que celles de Kiruna. La correction de saturation des raies demandera à être révisée. Quant à la diminution de la teneur en vapeur d'eau dans la moyenne stratosphère par rapport à celle de MLS, incompatible avec ce que l'on connaît du profil

moyen de vapeur d'eau dans cette région, au mieux constant ou montrant une légère augmentation avec l'altitude, elle indique une autre erreur dans les mesures du mini-SAOZ. Les raies de la bande H₂O_{V4} étant non saturées à ces altitudes, il s'agit vraisemblablement d'une légère surestimation de la quantité résiduelle de vapeur dans le spectre de référence utilisé dans les analyses spectrales.

VII. CONCLUSION

Le premier vol du mini-SAOZ à Bauru le 11 mars démontre la capacité de la sonde à pratiquer, dans son état actuel, des mesures fiables dans le domaine visible à l'occultation. Celles d'ozone sont acquises avec une précision de 0.03 ppm, celles de NO₂ avec une incertitude de 0.15 ppb, depuis le sommet des nuages (~15 km) jusqu'à l'altitude du plafond du ballon (~29 km) et enfin celles de H₂O avec une incertitude de 0.4 ppm. Par contre, les mesures de l'ozone et de NO₂ dans l'UV à l'occultation s'avèrent beaucoup plus imprécises, et celles de BrO et CH₂O à la montée non significatives.

Le défaut qui affecte l'ensemble de ces mesures, bien que moins grave dans le visible et le proche IR, tient à la température trop élevée des détecteurs dans les conditions de lâcher aux tropiques qui entraîne une dégradation considérable de leur rapport signal sur bruit. En ce qui concerne la vapeur d'eau, la limitation en altitude de la fiabilité des mesures tient à la méthode de correction de la saturation de raies d'absorption qui demande à être revue.

Enfin de petits défauts instrumentaux sont encore apparus dus à des erreurs dans la sélection des modes de fonctionnement des GPS et des erreurs de datation des spectres dans le logiciel de bord du mini-SAOZ.

CHAPITRE 6 : DEUXIEME VOL DU 16 MARS 2012 ET RESULTATS

I. INTRODUCTION

Un deuxième vol fut tenté 5 jours plus tard le 16 mars après avoir apporté quelques corrections mineures, notamment sur le mode de fonctionnement du GPS. Les changements importants requis pour améliorer la thermique de la sonde étaient impossibles à réaliser sur place.

Dans cette partie seront exposés dans un premier temps les modifications réalisées sur la sonde mini-SAOZ ainsi que les changements opérés sur la chaîne de vol. Puis les conditions météorologiques et une description du vol seront présentées dans un second temps. Nous analyserons ensuite les données GPS et le comportement thermique de la sonde pour finir par la présentation des profils verticaux des espèces dont nous tirerons les conclusions de ce vol.

II. MODIFICATIONS MINI-SAOZ ET CHAINE DE VOL

Le mode de fonctionnement du GPS Trimble, à bord de la nacelle mini-SAOZ, a été modifié en « AIR » permettant ainsi l'acquisition des positions jusqu'à 50 km d'altitude. Par contre, devant l'impossibilité de modifier sur place celui de la balise E-Track, celle-ci a été remplacée par une balise empruntée à la DT-INSU, fonctionnant dans le mode approprié. Enfin, pour limiter les masquages du soleil par les quatre colonnettes de soutien du cône optique du mini-SAOZ lors de la rotation de la nacelle, deux d'entre elles ont été supprimées.

III. CONDITIONS METEOROLOGIQUES

Le 16 mars 2012 la tropopause point froid se situe à une altitude de 17 km (figure 130), soit 850 mètres plus basse que le 11 mars, à une température de - 77.4°C. La température au sol de 25.6°C reste la même.

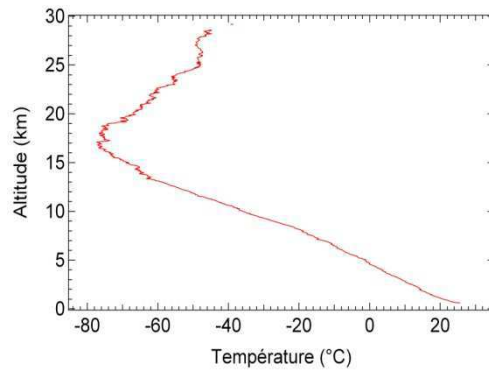


Figure 130. Température de la radiosonde Vaisala embarquée sur le vol du 11 mars 2012

Les conditions météorologiques au sol pour le lâcher furent favorables ce jour-là, avec un vent de 5 à 6 m/s et l'absence de précipitations. Les images du radar de Bauru d'un rayon de 240 km (figure 131) montrent des événements de convection isolés à l'Est de Bauru.

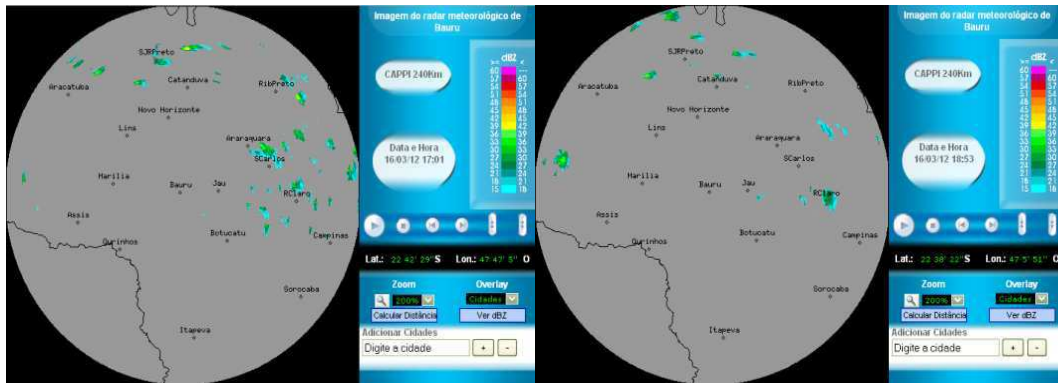


Figure 131. Cartes du radar de Bauru le 16 mars 2012 à 17h01 (à gauche) et 18h53 (à droite) Heure Local

La figure 132 montre les cartes de température de brillance de GOES12 au cours de la montée (20h30 TU) et à l'occultation (21h45 TU).

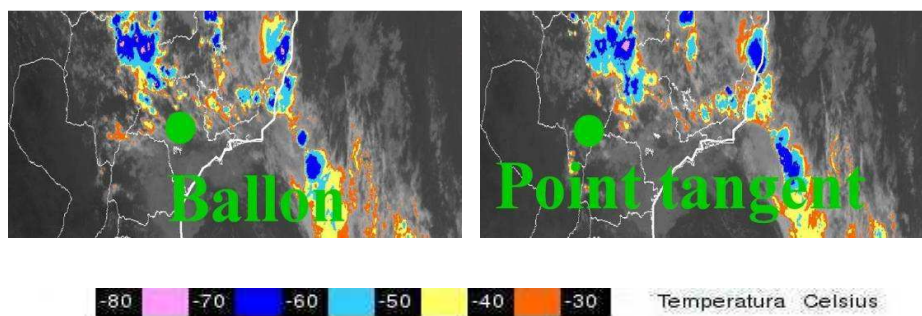


Figure 132. Cartes de température de brillance (°C) de GOES 12 à 20h30 (à gauche) et 21h45 TU (à droite) avec les positions des points de mesures du mini-SAOZ (points verts)

Ces cartes montrent la présence cellules convectives au Nord-Ouest et à l'Est de l'Etat de São Paulo. La trajectoire du ballon et les positions des points tangents, à 200 km au sud de ces dernières. Les points tangents à l'occultation se situent dans l'Etat de Mato Grosso do Sul où la convection n'est plus active, contrairement au vol précédent où les cellules actives se situaient dans la région des points tangents.

IV. DESCRIPTION DU VOL

Le vol du 16 mars 2012 a débuté à 19H08 TU à un angle zénithal solaire de 56° (figure 133). L'ascension du ballon a duré 2H pour atteindre une altitude maximale de 30 km. Le ballon est resté au plafond 55 minutes avant la séparation de la chaîne de vol à 22H05 TU, avec un atterrissage de la nacelle à 22H55 TU à 50 km de Bauru dans un bosquet, où elle a été récupérée une heure plus tard.

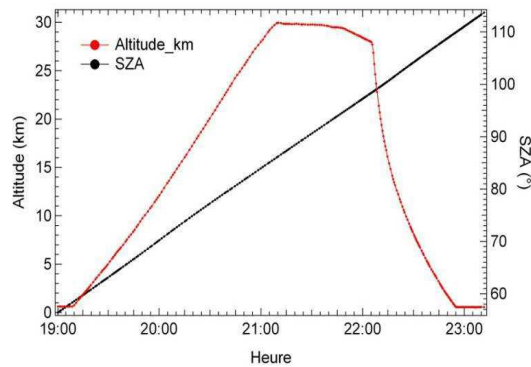


Figure 133. Altitude (rouge) et angle zénithal solaire (noir) du vol du 16 mars 2012

Les mesures au point tangent sont faites à des distances très éloignées de la position du ballon jusque dans la région Sud du Mato Grosso do Sul, soit à plus de 500 km de Bauru (figure 134).

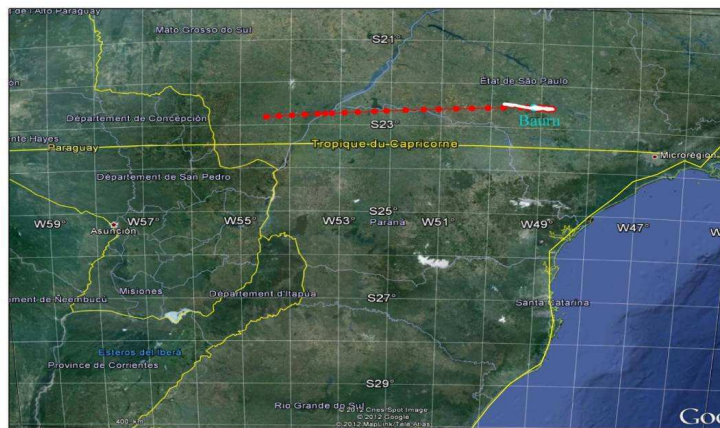


Figure 134. Trajectoire du ballon (points blancs) et des points tangents (points rouges)

V. COMPORTEMENT DE LA SONDE MINI-SAOZ EN VOL

A. Données GPS

Les altitudes du ballon restituées par les GPS E-Track et Trimble sont représentées sur la figure 135. Les altitudes, latitudes et longitudes mesurées par les deux systèmes sont en accord tout au long du vol. Le passage du GPS Trimble en mode Air a résolu le problème rencontré lors du premier vol. Le seul incident durant ce vol a été l'arrêt de la réception de la radiosonde à l'arrivée au plafond pour permettre la préparation du vol suivant et un décalage dans le temps de ses données en montée pour des raisons inconnues. Mais ceci est sans conséquence sur l'analyse du vol. Dans ce qui suit on utilisera les mesures du GPS Trimble maintenant bien validées.

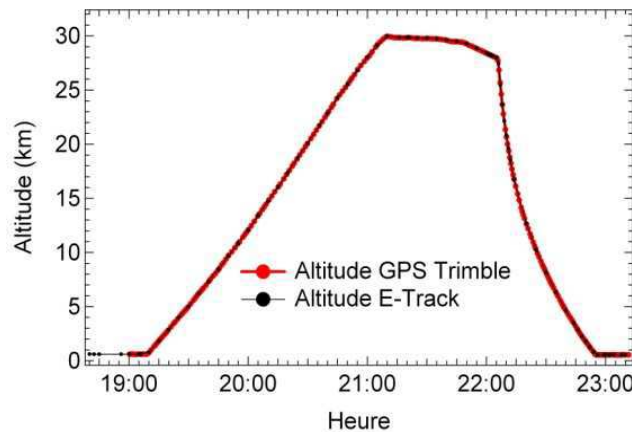


Figure 135. Altitude du GPS Trimble et de l'E-Track en fonction de l'heure de vol

B. Thermique

La figure 136 présente l'évolution des températures des éléments du caisson mini-SAOZ durant le vol, suivant le même schéma que le 11 mars.

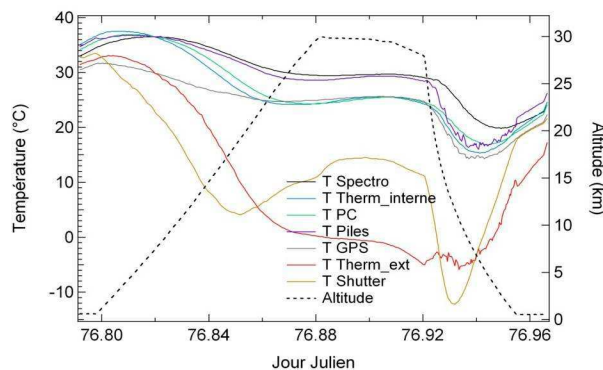


Figure 136. Températures des éléments du caisson du mini-SAOZ et altitude en fonction du jour julien

La température du spectromètre reste relativement élevée durant toute la durée du vol avec un maximum de 36.5 °C vers 5 km à la montée, pour se stabiliser vers 30°C par la suite. Le comportement thermique de la sonde ne présente pas d'évolution par rapport au vol précédent.

VI. ANALYSE DES DONNEES ET PROFILS VERTICAUX DES ESPECES

Dans ce paragraphe, le CI et les flux seront présentés afin de comprendre les perturbations qui peuvent apparaître dans les profils verticaux (nuages, aérosols, atténuation flux). Puis les profils verticaux seront montrés pour chaque espèce avec des comparaisons avec les données d'autres instruments sur le même schéma que précédemment.

A. Flux et indice de couleur

La figure 137 représente les flux dans l'UV et le visible et la figure 138, le CI 890/350 nm ainsi que l'altitude à la montée.

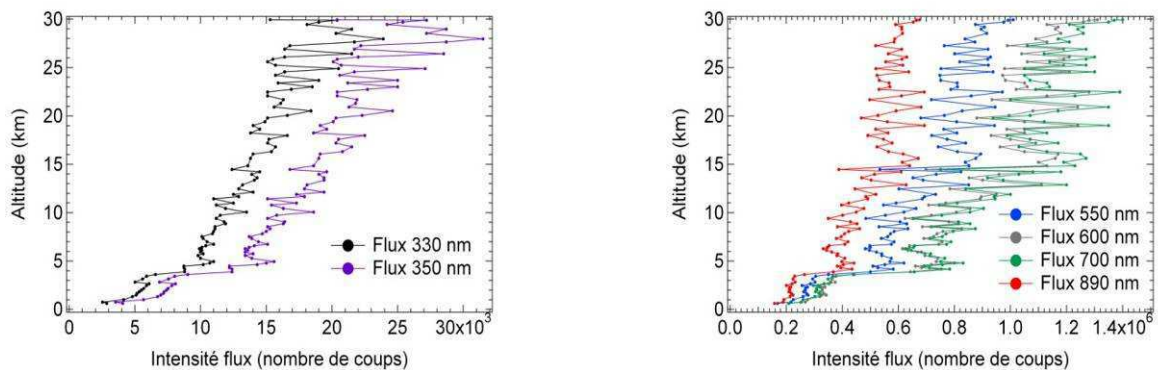


Figure 137. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude à la montée

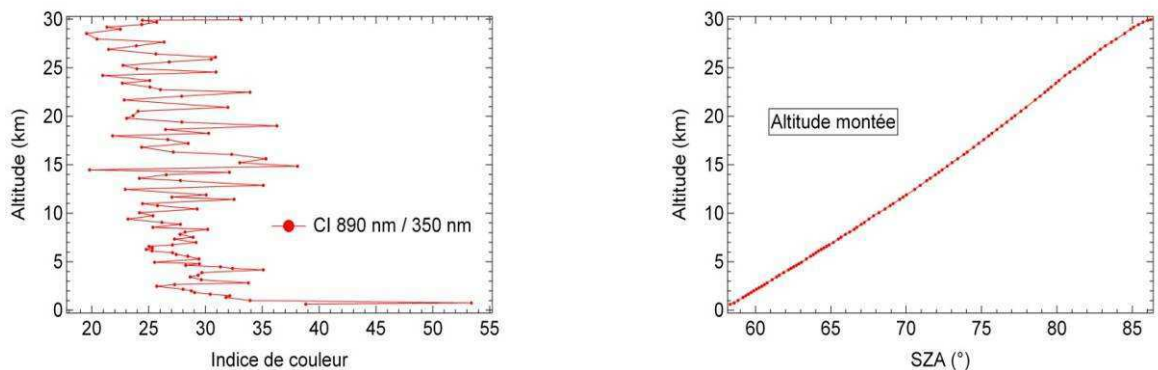


Figure 138. CI 890/350 nm suivant l'altitude à la montée (à gauche) et altitude en fonction du SZA (à droite)

A toutes les longueurs d'onde, les flux sont relativement faibles peu après le lâcher, mais ils augmentent rapidement vers 3-4 km, au-dessus d'une couche nuageuse à basse altitude, confirmée par le bleuissement de l'indice de couleur. Par la suite, le CI se stabilise et les flux augmentent de façon constante jusqu'au plafond. La troposphère est donc claire.

Les figures 139 et 140 représentent les mêmes paramètres mais cette fois-ci au coucher du soleil.

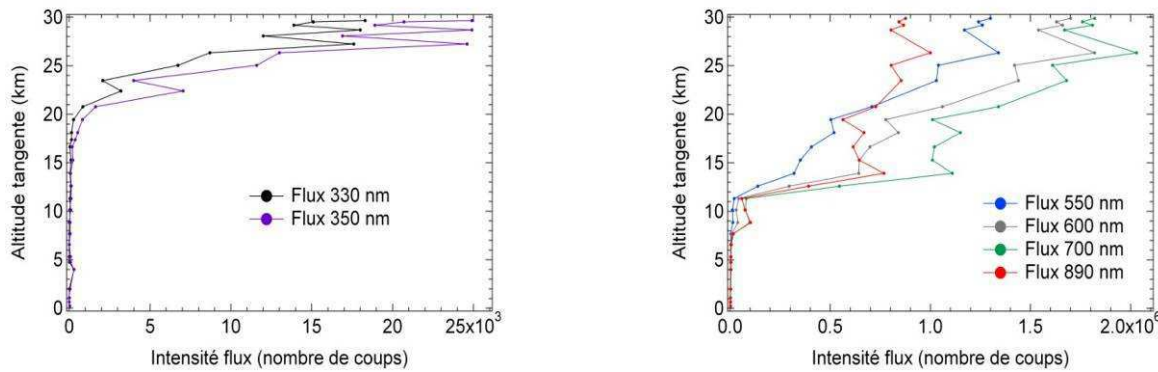


Figure 139. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude tangente au coucher du soleil

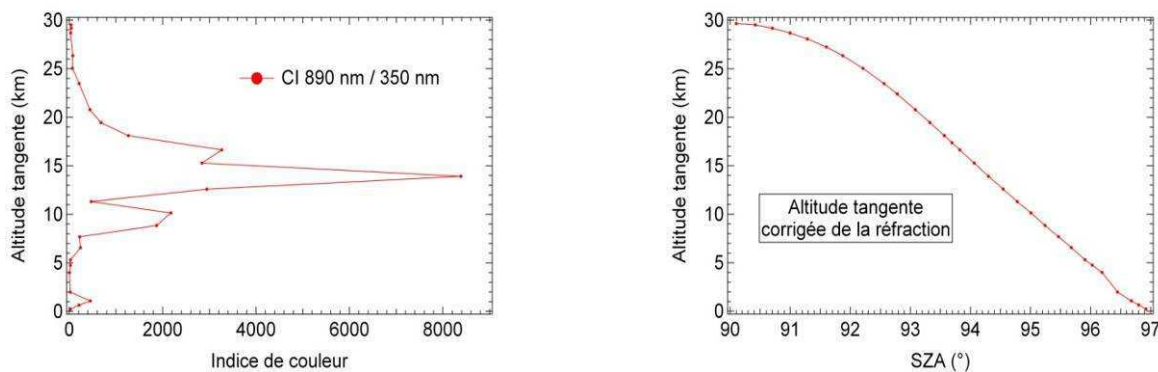


Figure 140. CI 890/350 nm suivant l'altitude tangente au crépuscule (à gauche) et altitude tangente corrigée de la réfraction en fonction du SZA (à droite)

A l'occultation, les flux UV diminuent rapidement après 91.5° SZA lorsque l'altitude tangente diminue, pour ensuite s'effondrer au-delà de 93° à une altitude tangente inférieure à 20 km. Alors que dans le visible, ils diminuent faiblement jusqu'à 94°, soit jusqu'à une altitude tangente de 14 km, confirmée par le rougissement du CI du fait de la contribution croissante de l'atténuation Rayleigh.

Les mesures dans l'UV seront donc limitées aux altitudes supérieures à 20 km, alors que celles du visible pourront être poursuivies jusqu'à 11 km, c'est à dire jusqu'à l'altitude du sommet des

nuages. Par la suite, seules les espèces mesurées dans le visible seront étudiées sachant que les flux dans l'UV ne montrent aucun progrès depuis le vol précédent.

B. Ozone

1) Profils verticaux

La figure 141 représente les rapports de mélange d'O₃ dans le visible à la montée et au coucher du soleil.

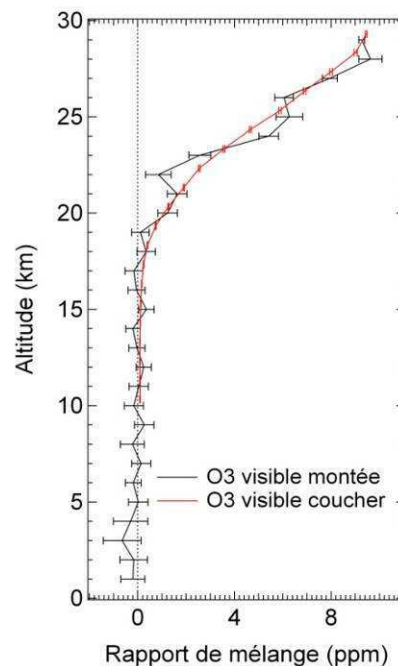


Figure 141. Rapport de mélange d'O₃ mesuré dans le visible à la montée (noir) et au coucher du soleil (rouge) en ppm

Les quantités mesurées à la montée sont non significatives jusqu'à 19 km avec des concentrations très faibles dans la troposphère. Elles augmentent, passée la tropopause, pour atteindre 9 ppm à l'arrivée au plafond. La précision moyenne des mesures est de 0.4 ppm, avec des incertitudes de plus de 100 % en dessous de 19 km et inférieures à 10 % au-dessus de 24 km. Cependant les données au crépuscule présentent moins de variations, avec des incertitudes inférieures à 1 % au-dessus de 24 km, et augmentant aux basse altitudes pour atteindre 12 % à 10 km. Seules les mesures de l'ozone au crépuscule seront prises en compte par la suite.

2) Comparaison avec OSIRIS

Les données d'OSIRIS, utilisées pour cette comparaison, ont été acquises le 16 mars 2012 à 6h21 heure Solaire à 25.3 S et 50.6 W, soit à plus de 350 km au sud de Bauru. La comparaison entre les profils d'OSIRIS et du mini-SAOZ est présentée sur la figure 142 en concentrations et rapports de mélange.

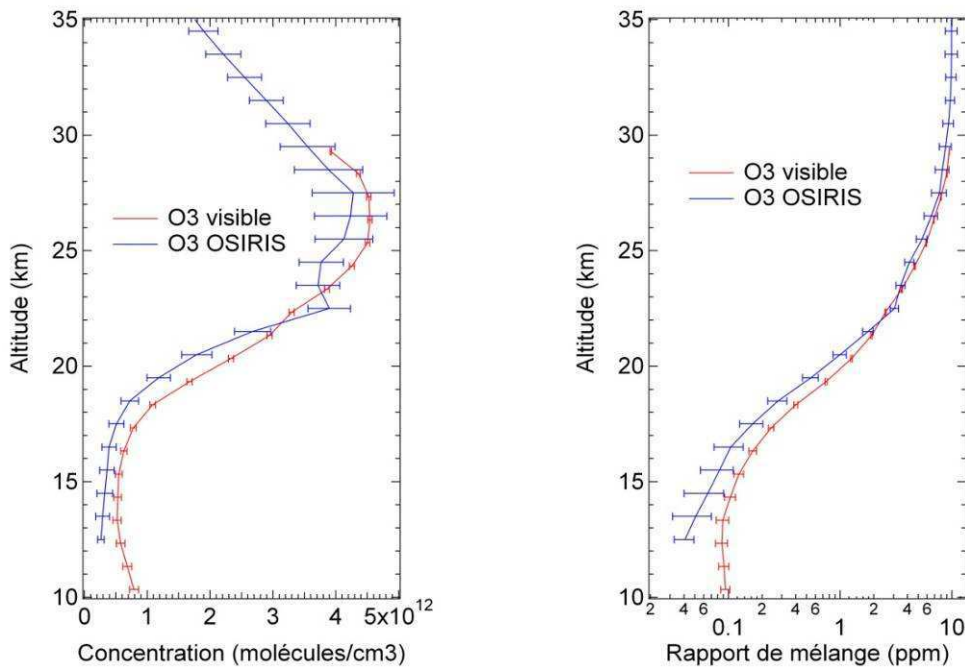


Figure 142. Comparaison entre les profils du mini-SAOZ au coucher du soleil (rouge) et d'OSIRIS (en bleu) en molécules/cm³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique)

Les barres d'erreur d'OSIRIS sont toujours élevées, avec une moyenne de 18 % contre 5% pour le mini-SAOZ. Les concentrations d'OSIRIS sont plus faibles de 15 % au-dessus de 21 km. Cependant, malgré les problèmes de restitution d'altitude et de mesures d'OSIRIS en dessous de 19 km, les profils sont en accord dans les barres d'erreur entre 23 et 30 km.

3) Comparaison des deux vols mini-SAOZ

La figure 143 représente la comparaison entre les profils du mini-SAOZ du 11 et 16 mars, afin d'observer l'évolution des concentrations entre ces deux jours.

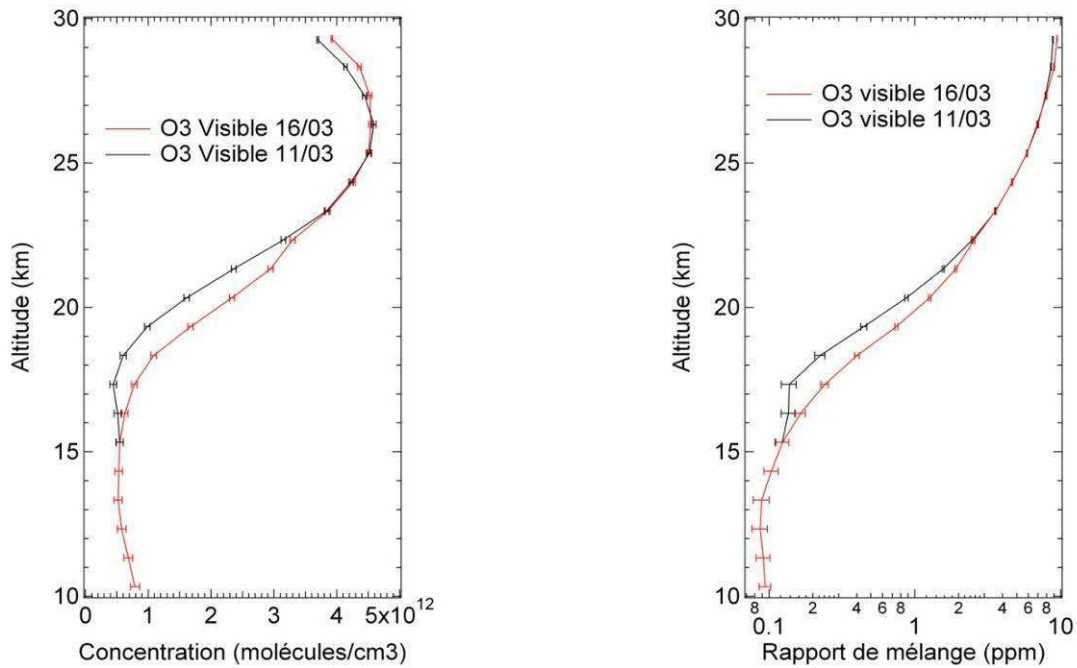


Figure 143. Comparaisons entre les profils d'O₃ du mini-SAOZ au coucher du soleil le 11 mars (noir) et 16 mars (rouge) en molécules/cm³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique)

Les quantités mesurées sont les mêmes entre les deux vols au-dessus de 22 km avec une légère diminution le 11 mars au-dessus de 27 km. Cependant, les profils présentent des différences de l'ordre de 0.2 ppm aux altitudes inférieures à 21 km, avec des concentrations plus faibles le 11 mars.

Deux mécanismes peuvent expliquer cette différence :

- une injection d'air troposphérique, pauvre en ozone, par un phénomène de convection en amont des mesures, par exemple au sud du Minas Gerais (figure 99)
- une origine différente des masses d'air atteignant Bauru à ce niveau. Les cartes de PV à 380 K (figure 144) montrent que le 11 mars les masses d'air proviennent de l'équateur, amenant avec elles de l'air pauvre en ozone. A l'inverse le 16 mars, elles proviendraient plutôt des moyennes latitudes avec des valeurs de PV plus élevées et donc plus riches en ozone. Les cartes de REPROBUS (figure 145) de ces deux jours au même niveau isopotentiel confirment les concentrations plus faibles d'ozone le 11 mars.

La modification du temps GPS de 60 s du 11 mars peut aussi avoir une incidence sur la bonne restitution de l'altitude tangente et devenir une cause possible de la différence entre les profils, surtout dans les basses couches où la réfraction joue un rôle important.

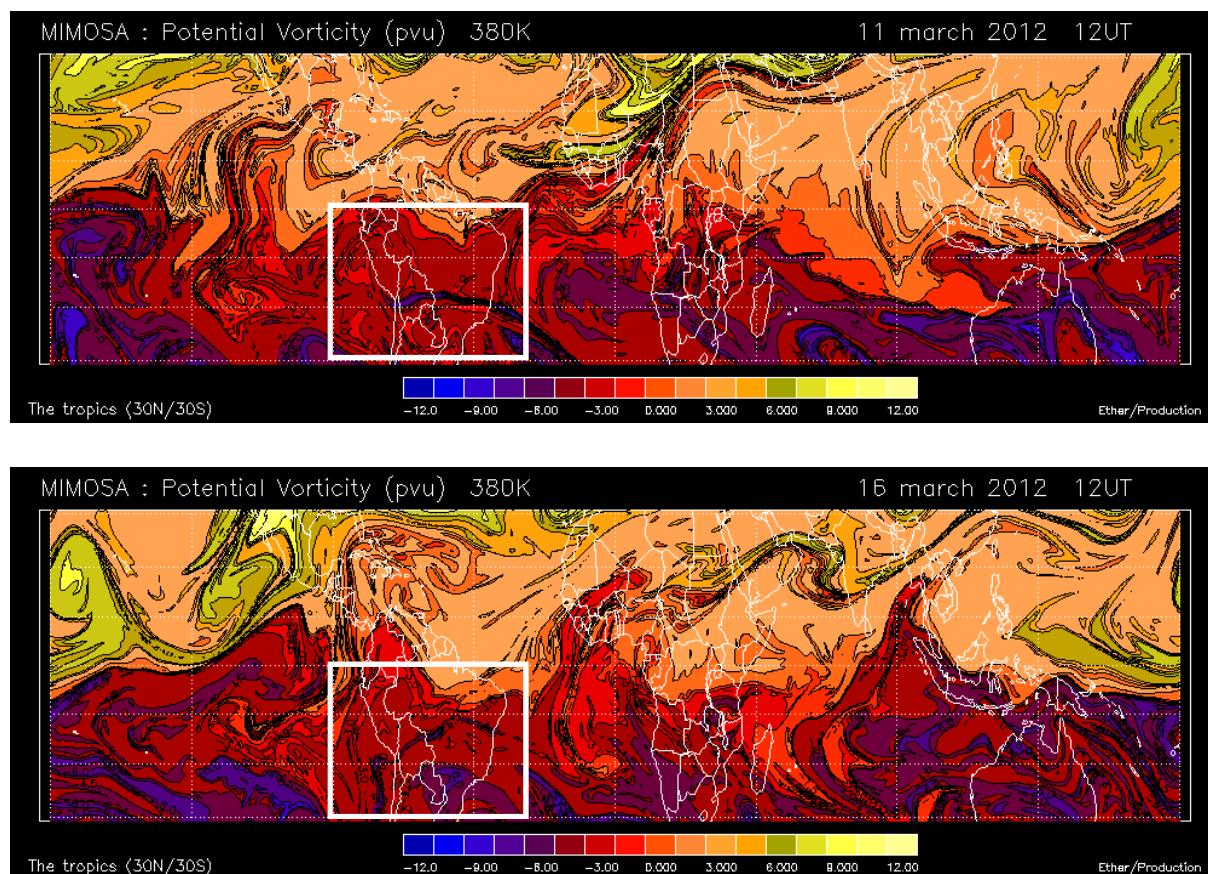


Figure 144. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA au niveau 380 K du 11 mars 2012 à 12 TU (en haut) et du 16 mars 2012 à 12 TU (en bas) avec des encadrés blancs indiquant la région  tudi e.

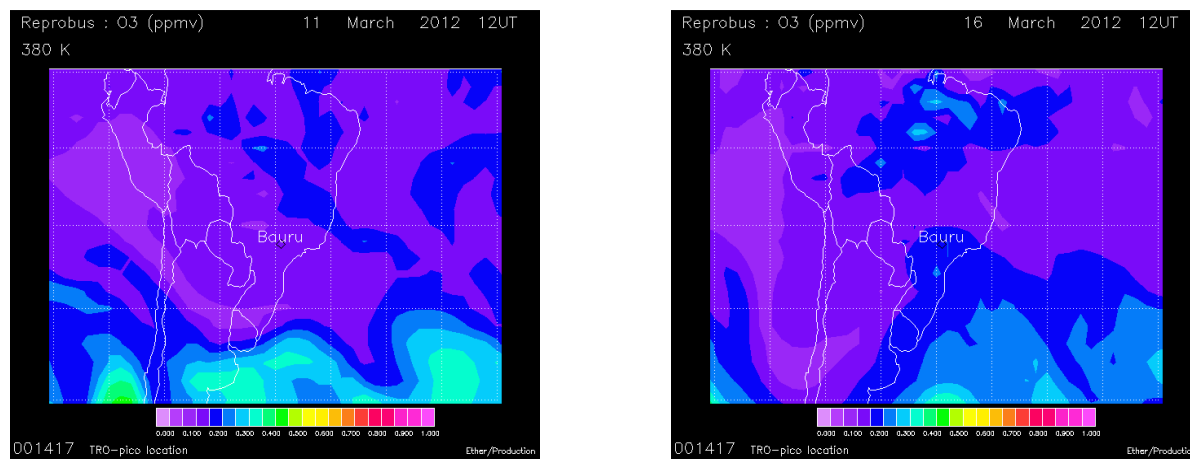


Figure 145. Cartes d'ozone de REPROBUS   380 K centr es sur Bauru le 11 mars à 12 TU (  gauche) et le 16 mars à 12 TU (  droite)

C. Dioxyde d'azote

La figure 146 présente une comparaison entre les profils de NO₂ du mini-SAOZ mesurés dans le visible au coucher du soleil le 11 et 16 mars.

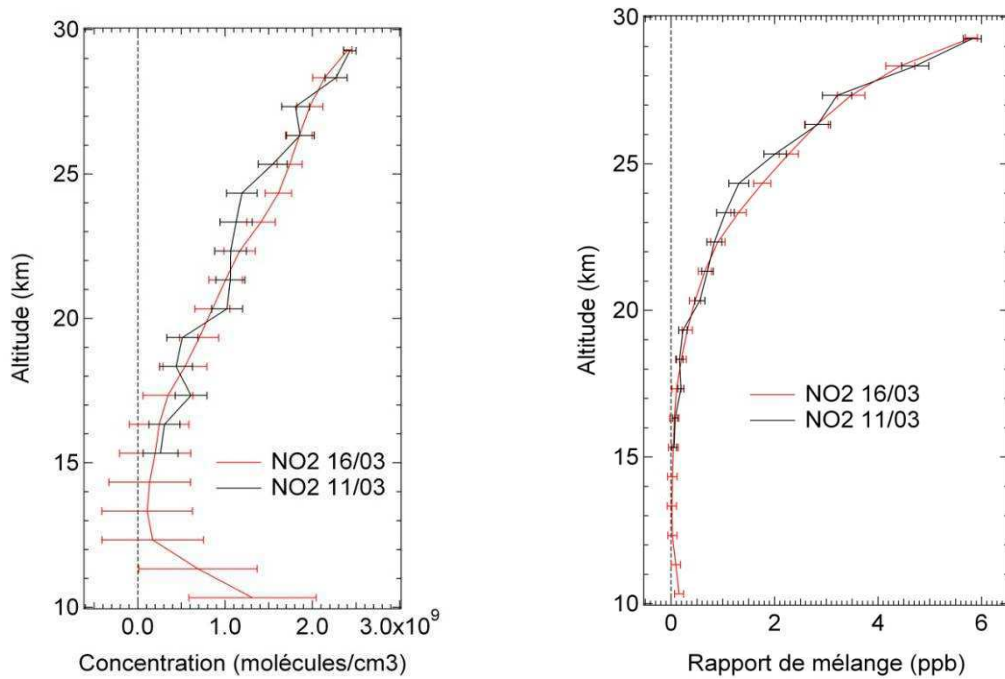


Figure 146. Comparaison entre les profils du mini-SAOZ le 16 mars (rouge) et le 11 mars (noir)

La précision des mesures de NO_2 le 16 mars est de 7% en moyenne au-dessus de 23 km, légèrement inférieure à celle du 11 mars. Le profil est moins bruité et les concentrations sont mesurées jusqu'à 10 km. Les profils sont en accord dans les barres d'erreur sur toute la colonne verticale. Aucune variation significative de NO_2 n'est observée sur ces figures.

D. Vapeur d'eau

1) Comparaison avec FLASH-B

De la même façon que pour les vols précédents, le meilleur profil de vapeur d'eau du mini-SAOZ est un profil composite combinant le profil de $\text{H}_2\text{OV3}$ entre 10 et 18 km et celui de $\text{H}_2\text{OV4}$ pour les altitudes supérieures.

L'hygromètre Flash-B H_2O a volé le même jour que le mini-SAOZ à deux reprises. Le premier vol débuta à 03H04 TU et dura 3H25 avec une altitude maximale de 22.9 km. Le second ballon fut lâché quelques heures après le mini-SAOZ à 22H10 TU, atteignit le plafond à une altitude de 21.6 km et atterrit après 2H50 de vol. La figure 147 montre la comparaison entre le profil composite du mini-SAOZ à l'occultation et les deux profils de vapeur d'eau de FLASH-B du même jour.

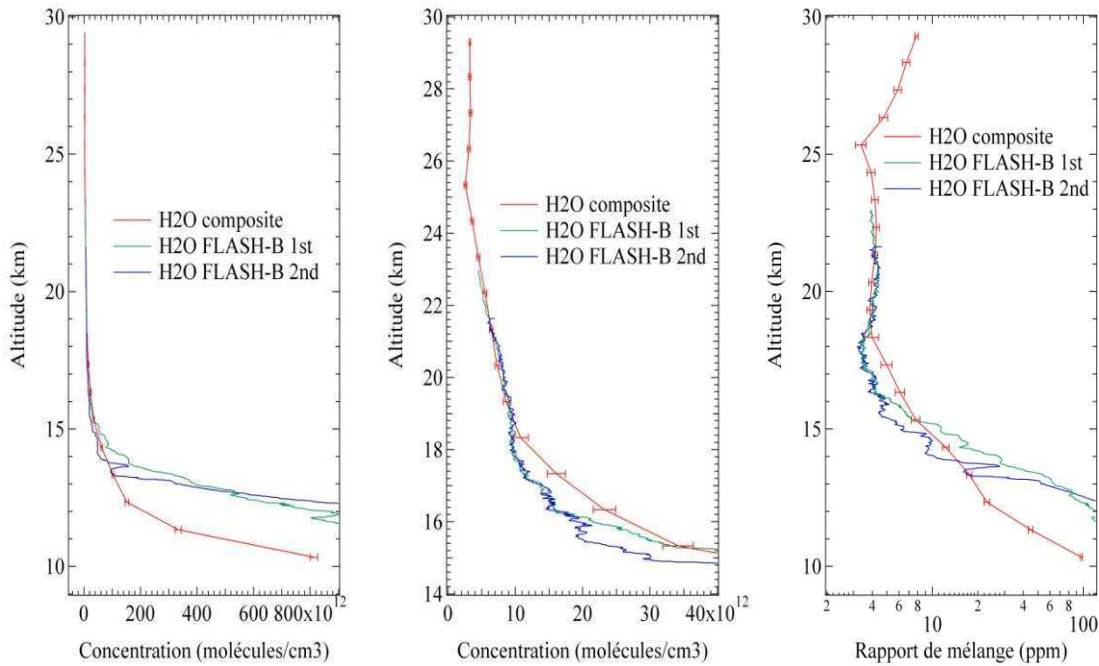


Figure 147. Comparaison entre le profil composite du mini-SAOZ au crépuscule (courbe rouge) et les profils de FLASH-B (courbe verte à 03H04 et courbe bleue à 22H10) en molécules/cm³ entre 9 et 30 km (à gauche), agrandissement entre 14 et 30 km (au centre) et rapport de mélange entre 14 et 30 km (à droite)

La forte variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère est mise en évidence par les profils de FLASH-B, dont les vols ont été réalisés le même jour et pourtant montrent de réelles différences.

Le profil composite du mini-SAOZ est en bon accord dans les barres d'erreur avec l'instrument FLASH-B entre 18 et 23 km. Aux autres altitudes, les mêmes problèmes déjà vus auparavant réapparaissent, avec une surestimation au-dessus de 25 km et en-dessous de 18 km. En-dessous de 13 km, la concentration est sous-estimée par le mini-SAOZ, probablement dû à un problème de restitution de l'altitude tangente mal corrigée de la réfraction.

2) Comparaison des deux vols mini-SAOZ

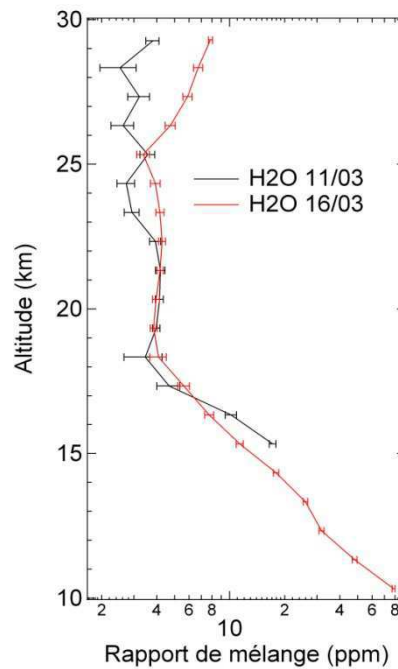


Figure 148. Comparaison entre les profils de H₂O du mini-SAOZ le 11 mars (noir) et le 16 mars (rouge)

Les concentrations des deux profils (figure 148) sont similaires entre 19 et 22 km. La précision moyenne sur les mesures du 16 mars est de 0.3 ppm, alors qu'elle était de 0.4 ppm le 11.

Au-dessus de 23 km, le profil du 11 présente des valeurs sous-estimées et bruitées, non représentatives des concentrations réelles de H₂O dans la moyenne stratosphère. Par contre, un léger assèchement apparaît à 17-18 km qui pourrait être dû à une injection d'air plus froid troposphérique. Cependant les erreurs sont de 0.7-0.8 ppm, soit deux fois supérieures à la moyenne. Il est donc difficile de dire si cette différence en concentration entre les deux profils est significative sachant qu'ils sont en accord dans leurs barres d'erreur.

En résumé, le profil de H₂O du 16 mars est moins bruité. Cependant, la comparaison entre les deux profils ne permet pas de mettre en évidence l'impact éventuel d'un phénomène convectif le 11 mars.

VII. CONCLUSION

Le vol du 16 mars 2012 fut réalisé 5 jours après le premier. Ce jour-là, des cellules de convection étaient actives au nord-ouest de l'Etat de São Paulo. Malheureusement, le ballon n'a pas eu l'occasion de voler au plus près de ces phénomènes. Ce vol fut concluant cependant du point de vue technique et scientifique.

Les systèmes GPS Trimble et E-Track ont fonctionné correctement. Les modifications, apportées depuis le vol précédent, n'ont demandé aucune correction sur les paramètres d'altitude, de latitude et de longitude ni sur la datation des mesures.

Le comportement thermique des éléments électroniques du caisson était déjà connu du vol du 11 mars. Pour les programmes futurs, un système permettant un refroidissement du spectromètre pour augmenter le rapport signal/bruit en cours de montée devra être étudié.

Du point de vue des mesures, celles d'O₃ faites avec une précision inférieure à 10 % au-dessus de 24 km à la montée et de 5 % dans le visible au crépuscule, sont en accord avec les profils d'OSIRIS. Cependant, le satellite présente des difficultés à mesurer l'ozone aux tropiques avec des erreurs élevées de 18 % en dessous de 30 km. La comparaison entre les deux profils mini-SAOZ permet d'observer l'influence de masses d'air d'origine équatoriale appauvries en ozone le 11 mars.

La précision des mesures de NO₂ est de 7 % au-dessus de 23 km, montrant une amélioration par rapport au vol précédent. Les profils du 11 et 16 mars sont en accord dans les barres d'erreur et ne montrent pas d'évolution sur les concentrations de NO₂ entre les deux jours.

Dans le cas du crépuscule, le meilleur profil de H₂O reste un composite des mesures dans les deux bandes, H₂OV3 et H₂OV4, découpé de façon similaire à ce qui a été réalisé auparavant. Ce dernier est en bon accord avec les données de FLASH-B et Pico-SDLA H₂O entre 18 et 23 km. Il reste cependant un problème de correction de la saturation des raies d'absorption, qui dépend des conditions de pression et température. Par la suite, il serait nécessaire de prendre en compte les réelles conditions pour chaque couche atmosphérique pour un calcul plus raffiné de transmission. La comparaison entre les profils des deux vols aux tropiques montre de fortes similitudes et ne permet pas de mettre en évidence l'impact d'un phénomène convectif.

CHAPITRE 7 : CONCLUSION DES VOLS AUX TROPIQUES

Les vols effectués à Bauru dans le cadre de la campagne TRO-pico ont permis de valider les performances de la sonde mini-SAOZ aux tropiques.

L'objectif de faire voler le mini-SAOZ aux tropiques était de pouvoir étudier l'impact de la convection sur l'évolution de la composition chimique. Au cours du premier vol, les mesures à l'occultation ont pu être acquises proches de cellules convectives, ce qui ne fut pas le cas lors du second vol. Cependant, la comparaison entre les profils verticaux des espèces des deux vols ne permet pas de mettre en évidence de variations significatives entre eux.

Toutefois, des défauts ont subsisté, même si certains d'entre eux ont pu être résolus entre les deux vols :

- La gamme spectrale du spectromètre UV, qui s'étend de 310 à 460 nm, n'est pas assez restreinte, entraînant une perte de la résolution pour la mesure des espèces BrO, CH₂O et OCIO. L'utilisation du filtre optique, dont l'objectif était l'amplification du signal dans l'UV et l'atténuation de celui-ci dans le visible, n'a pas eu l'effet escompté. Le faible rapport signal/bruit n'a pas permis une sensibilité suffisante pour mesurer les faibles quantités des constituants de l'UV. Par la suite, il serait plus judicieux de choisir un spectromètre uniquement UV qui ne nécessiterait pas l'utilisation d'un filtre optique.
- Une erreur a été commise concernant la configuration des GPS Trimble et de la balise E-Track. Le premier était bridé à une altitude maximale de 9 km avec une configuration « LAND ». Ce problème put être résolu avant le deuxième vol. Au contraire, le GPS de l'E-Track, bridé à 24 km, n'a pu être reconfiguré, demandant un retour en usine. Pour pallier au problème, une balise E-Track de la DT-INSU, correctement configurée, fut intégrée à la seconde chaîne de vol. Finalement, les deux systèmes ont fonctionné correctement au cours du deuxième vol.
- La configuration du cône optique reste un problème dans la saturation des spectres avec des colonnettes positionnées trop près du centre de l'axe, obstruant la lumière incidente. Pour le deuxième vol, deux colonnettes furent supprimées de la structure, réduisant de moitié le nombre de spectres saturés. La disposition des colonnettes ou la définition de la tête optique devront être revues pour des vols futurs.

- Une modification du logiciel de bord depuis Kiruna, qui consistait à acquérir un courant d'obscurité uniquement dans le cas d'un changement de temps de pose ou tous les 10 spectres, a entraîné une mauvaise correction du bruit sur les spectres, particulièrement dans l'UV. Il serait judicieux de revenir à l'ancienne configuration où le courant d'obscurité est mesuré après chaque spectre.

Néanmoins les profils des constituants sont en accord aussi bien avec le radiosondage, qu'avec les données des instruments embarqués sous ballon Pico-SDLA et FLASH-B et les mesures satellitaires d'OSIRIS et MLS. Il reste toutefois à apporter certaines améliorations, en particulier sur la correction de la saturation des raies de H₂O.

En conclusion, le mini-SAOZ est un instrument qualifié et validé aux tropiques, permettant les mesures de nombreuses espèces chimiques jusqu'à 30 km d'altitude, dans le visible et le proche IR. Pour l'UV, peu performant à ce jour, un progrès indispensable sera l'amélioration du refroidissement du détecteur en montée. Le mini-SAOZ peut dorénavant être utilisé dans la validation des données d'instruments embarqués sous ballon mais aussi satellitaires.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail de thèse était le développement et la validation d'un nouvel instrument, le mini-SAOZ, embarqué sous ballon, dans le but d'étudier l'impact de la convection tropicale sur la composition chimique de la stratosphère.

La première étape du travail a consisté à :

- adapter les algorithmes d'analyse spectrale aux données du nouvel instrument ;
- générer de nouvelles sections efficaces afin de mesurer le plus finement possible les espèces chimiques;
- et réaliser des tests en laboratoire pour calibrer l'instrument.

Suite à ce travail, le mini-SAOZ a eu l'opportunité de voler deux fois au cours de campagnes CNES à Kiruna en 2010 et 2011.

Le premier essai en 2010 fut concluant avec des mesures faites au cours de la montée et des crépuscules du soir et matin. Les profils verticaux des espèces ont montré de très bons accords avec les données d'autres instruments embarqués sous ballon (radiosondage et FLASH-B) et satellitaires (OSIRIS, MLS). Les mesures d'O₃ et NO₂ ont mis en évidence l'impact du vortex polaire sur la composition chimique de la stratosphère, avec une destruction d'ozone et une descente diabatique due au vortex, mais aussi la dénitrification/dénoxyfication apparue quelques mois auparavant. Cependant, le caisson n'était pas adapté aux petites dimensions de l'instrument. Un échauffement au niveau du détecteur est survenu, entraînant des courants d'obscurité intenses. De plus, des erreurs ont été commises du point de vue du choix de la gamme spectrale trop étendue et du logiciel de bord.

En 2011, un nouveau caisson mini-SAOZ avait été conçu, plus compact et plus léger, destiné par la suite à voler sous de petits ballons autonomes. Cependant, la présence de vents violents en altitude à cette période n'a laissé que peu de possibilités de vol. Celui du mini-SAOZ s'est soldé par un échec, avec une séparation de la charge utile prématurée pour des raisons de sauvegarde imposées par le CNES. Cette contrainte a limité les acquisitions des données à la montée uniquement. Malheureusement, les spectres sont pour moitié saturés et entraînent donc un faible échantillonnage des mesures. Ce phénomène est dû à la rotation de la nacelle, à une configuration du cône optique avec des colonnettes de soutien trop proches du centre de l'axe, ainsi qu'à la présence de deux larges sangles d'attache imposées par le CNES, qui ont obstrué le flux solaire. Un autre incident décevant était, comme le vol précédent, le mauvais

fonctionnement du GPS mais dont l'origine logicielle a pu être identifiée et corrigée après l'étude approfondie des données. Un point positif et majeur de ce vol fut le progrès sensible dans la conception du nouveau caisson permettant une bonne circulation de la chaleur en réduisant l'échauffement des détecteurs dont le résultat fut un rapport signal/bruit élevé. La mise en place de deux spectromètres dans le même caisson ne fut pas réalisable à ce stade du développement, demandant une mise au point complexe du logiciel de bord pour gérer les deux instruments simultanément.

Ces deux essais ont permis de mettre au point une sonde opérationnelle et qualifiée pour les vols prévus dans le cadre de la campagne TRO-pico. L'objectif était de pouvoir approcher au plus près des systèmes convectifs afin d'étudier leur impact sur la chimie stratosphérique. Le caisson mini-SAOZ put héberger deux spectromètres permettant aussi bien les mesures de constituants dans l'UV que dans le visible-proche IR. Les deux vols se sont déroulés correctement avec une récupération des sondes en bon état. Des erreurs ont été commises cependant le 11 mars, avec une configuration des GPS Trimble et E-Track non adaptée aux conditions de vol et une fréquence d'acquisition des courants d'obscurité non continue. Après certaines adaptations apportées dans l'analyse, les profils verticaux obtenus montrent toutefois un bon accord dans les barres d'erreur avec les autres mesures des instruments disponibles à la même période, soit Pico-SDLA et FLASH-B pour les systèmes embarqués et OSIRIS et MLS pour les satellites.

Le comportement thermique, similaire pour les deux vols, représente un réel problème dans les vols aux tropiques. La température au sol étant élevée (30°C), les spectromètres sont très rapidement affectés par l'échauffement lié au fonctionnement des composants électriques, entraînant un rapport signal/bruit faible surtout dans l'UV. La conséquence de cette élévation de la température est l'acquisition de spectres bruités difficiles à exploiter.

Malgré cet inconvénient, le vol du 16 mars s'est déroulé dans de bonnes conditions, sans complication du point de vue technique, avec une configuration du GPS Trimble correctement corrigée. De plus le retrait de deux colonnettes de support du cône optique ont permis de réduire de moitié le nombre de spectres saturés. Du point de vue des mesures, les profils verticaux des espèces montrent, de la même façon que pour le vol précédent, un bon accord avec les données de FLASH-B et d'OSIRIS.

Malheureusement l'objectif de départ, de pouvoir mettre en évidence l'impact de la convection tropicale sur la composition chimique de la stratosphère, n'a pas été atteint. Les mesures à l'occultation le 11 mars 2012 ont été acquises proches de cellules convectives,

contrairement au vol du 16 mars. Cependant, aucun signal dans les profils verticaux du mini-SAOZ ne montre une activité convective, essentiellement dû au fait que l'instrument est peu précis en-dessous de 18 km. La résolution verticale du mini-SAOZ de 1.4 km reste cependant élevée pour mettre en évidence ces phénomènes de plus faible échelle. De plus les corrections appliquées sur les raies de H_2O et O_2 ne sont pas encore assez précises pour obtenir les quantités réelles au-dessus de 25 km et dans la troposphère.

En conclusion, cette thèse a permis de développer une nouvelle sonde mini-SAOZ embarquée sous ballon, qualifiée et validée, permettant les mesures simultanées de plusieurs espèces chimiques de l'UV jusqu'au proche infrarouge et pouvant servir de référence pour des validations satellite ou autres instruments embarqués.

PERSPECTIVES

Le travail réalisé a surtout consisté à développer la sonde, à traiter les données et les comparer avec les mesures d'autres instruments afin de valider nos mesures.

Cependant des travaux restent encore à réaliser pour la finalisation de la sonde mini-SAOZ.

Du point de vue technique, les améliorations à apporter sont les suivantes :

- La configuration de la tête optique doit être revue afin de minimiser autant que possible la saturation des spectres. De nouvelles configurations ont été étudiées mais non validées pour l'instant en vol.
- Le développement algorithmique d'une méthode de correction de la saturation des raies d'absorption de H_2O et O_2 prenant en compte les températures et pressions aux altitudes tangentes des mesures.
- Le développement de la méthode d'inversion par « raytracing » pour les données à la montée.
- Le développement d'un système de refroidissement du caisson mini-SAOZ pour les vols aux tropiques, afin d'augmenter au maximum le rapport signal/bruit.

Du point de vue scientifique, il serait intéressant de réaliser une comparaison entre les données de l'ancienne version SAOZ-Bal, qui vola à plusieurs reprises aux tropiques dans le cadre de la campagne HIBISCUS en 2003 et 2004, et la nouvelle du mini-SAOZ afin de mettre en avant les performances de ce nouvel instrument et d'observer les évolutions de la composition chimique stratosphérique depuis 8 ans.

Une deuxième étude intéressante serait la comparaison des profils acquis pendant la campagne TRO-pico avec les profils moyens zonaux de la MIR (Montgolfière InfraRouges).

Pourrait s'ensuivre une discussion sur les différences de composition chimique atmosphérique au-dessus des continents et des océans et de la variabilité d'une année à l'autre.

ANNEXE 1

BALLOON FLIGHT CHECK LIST

FLIGHT NAME: SAOZ #1

DATE :

Balloon. Volume 1500 m3 Weight 6.2 kg

Buble height: 6.7 m

Total weight flight train: 16.2 kg

Lest Mass: 25.1 kg

H MET BRIEFING

Launch time:

Max flight duration:

Ho – 1 h PREPARATION

Launch Pad

Inflation racks and tubes

Gas Pressure

Pilot balloon

Ground carpet

Check communication with control room

Flight train and payload on the field

- E-track and cutter connection, transmission

- E-Track SAOZ ETO

- Timer duration set-up

Duration :

Preparation flight train and control

Ho -30 mn Request for ATC clearance

Green light PIs instruments and control room

Green light MTO

Green light launch ATC

OK BALLOON UNFOLDING

Ho- 15 minutes

Balloon unfolding

Lest attachment

Flight train attachment

Radiosonde

Switch-on Timer + tape **Time :**

INFLATION

Ho-1 mn END INFLATION

Remaining Gas Pressure

- OK ATC
- OK E-track

Ho : Release

Time :

ANNEXE 2

Check-list SAOZ

Vol SAOZ #1	Modèle : n°1 (ex H2O)	Date :	Nom vérificateur :
-------------	-----------------------	--------	--------------------

• **I : Vérifications dans la salle de préparation :**

Liste des actions	Action faite (cases à cocher)
Vérifier que le capot de la tête optique est retiré	
Vérifier que les sangles sont bien tendues	
Vérifier l'horizontalité du SAOZ suspendu	
Vérifier que les ouvertures sont bien fermées par du scotch blanc	
Brancher la batterie SAOZ	
Ecouter et entendre le fonctionnement de l'obturateur	
Brancher un PC portable pour vérifier l'acquisition :	
Bonne acquisition des spectres, obturateur ouvert et fermé	
Bonne indications de températures	
Bon fonctionnement du GPS	
Vérification du temps PC	
Débrancher la batterie	

• **II : Ho-30 mn : Vérifications sur le site de lancement :**

Liste des actions	Action faite (cases à cocher)
Brancher le SAOZ sur la batterie	

Scotcher le connecteur entre les 2 parties et sur la boîte	
Ecouter et entendre le fonctionnement de l'obturateur	
Brancher un PC portable pour vérifier l'acquisition :	
Bonne acquisition des spectres, obturateur ouvert et fermé	
Bonne indication de température	
Bon fonctionnement du GPS	
Débrancher le PC et scotcher le câble réseau sur la boîte	
Brancher l'E-track sur sa batterie	
Vérifier le bon état de transmission de l'E-track	
Scotcher le connecteur sur la boîte	

- **III : Ho-15 mn : OK Gonflage**

BIBLIOGRAPHIE

- Alcala, C. M., & Dessler, A. E. (2002, December). Observations of Deep Convection in the Tropics Using the Tropical Rainfall Measuring (TRMM) Precipitation Radar. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24)(4792).
- AVANTES. (s.d.). *Fiber Optic Design*. Consulté le 2012, sur Site web AVANTES: www.avantes.com
- AVANTES. (s.d.). *How to choose the right Grating?* Consulté le 2012, sur Site web AVANTES: www.avantes.com
- AVANTES. (s.d.). *Optical bench*. Consulté le 2012, sur Site web AVANTES: www.avantes.com
- AVANTES. (s.d.). *Sensitivity*. Consulté le 2012, sur Site web AVANTES: www.avantes.com
- AVANTES. (s.d.). *Spectrometers*. Consulté le 2012, sur Site web AVANTES: www.avantes.com
- Barret, B., Ricaud, P., Santee, M. L., Attié, J.-L., Urban, J., Le Flochmoën, E., . . . Filipiak, M. J. (2006). Intercomparisons of trace gases profiles from the Odin/SMR and Aura/MLS limb sounders. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 111(D21302).
- Berthet, G. (2002). *Etude de la répartition verticale des composés stratosphériques minoritaires mesurés par l'instrument SALOMON*. Thèse de doctorat, Université Orléans.
- Bogumil, K., Orphal, J., Homann, T., Voigt, S., Spietz, P., Fleischmann, O., . . . Burrows, J. (2003). Measurements of molecular absorption spectra with the SCIAMACHY pre-flight model: instrument characterization and reference data for atmospheric remote-sensing in the 230–2380 nm region. *Journal of Photochemistry and Photobiology A: Chemistry*, 157, pp. 167-184.
- Bourassa, A. E., McLinden, C. A., Bathgate, A. F., Elash, B. J., & Degenstein, D. A. (2012). Precision estimate for Odin-OSIRIS limb scatter retrievals. *Journal of Geophysical Research*, 117(D04303).
- Brewer, A. M. (1949). Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapordistribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75, pp. 351-363.

- Burrows, P., Dehn, A., Deters, B., Himmelmann, S., Richter, A., & Orphal, J. (1998). Atmospheric Remote-sensing Reference Data from GOME : 1. Temperature-Dependant Absorption Cross Sections of NO₂ in the 231-794 nm Range. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 60(6), pp. 1025-1031.
- Cairo, F., Pommereau, J.-P., Law, K. S., Schlager, H., Garnier, A., Fierli, F., . . . D'Amato, F. (2010). An introduction to the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006 : rationale and roadmap. *Atmospheric Chemistry Physics*, 10(5), pp. 2237-2256.
- Cantrell, C., Davidson, J., McDaniel, A., Shetter, R., & Calvert, J. (1990). Temperature-dependent formaldehyde cross sections in the near-ultraviolet. *Journal of Physical Chemistry*, 94, pp. 3902-3908.
- Chaboureaud, J.-P., Cammas, J.-P., Duron, J., Mascart, P. J., Sitnikov, N. M., & Voessing, H.-J. (2007). A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoot. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(7), pp. 1731-1740.
- Chance, K. e. (2011). Revised ultraviolet absorption cross sections of H₂CO for the HITRAN database. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112, pp. 1509-1510.
- CNES. (2011, June). *Atmosphere*. Consulté le 2012, sur Site Web CNES: <http://smc.cnes.fr/Fr/atmosphere.htm>
- Cofield, R. E., & Stek, P. C. (2006). Design and Field-of-View Calibration of 114–660-GHz Optics of the Earth Observing System Microwave Limb Sounder. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, 44(5).
- Cox, A. N. (2000). *Allen's Astrophysical Quantities*. New York: AIP Press.
- Danielsen, E. F. (1982, June 1982). A Dehydration Mechanism for the Stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 9(6), pp. 605-608.
- Danielsen, E. F. (1993, May 20). In Situ Evidence of Rapid, Vertical, Irreversible Transport of Lower Tropospheric Air Into the Lower Tropical Stratosphere By Convective Cloud Turrets and by Larger-Scale Upwelling in Tropical Cyclones. *Journal of Geophysical Research*, 98(D5), pp. 8665-8681.
- David, C. (2000). *Quel est le rôle de l'ozone dans la séparation troposphère / stratosphère ?* Consulté le 2012, sur Planet-Terre : ressources en géologie / sciences de la Terre - Ressources scientifiques pour l'enseignement: <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/ozone-stratosphere/ozone-stratosphere-fig02.gif>
- Delmas, R., Mégie, G., & Peuch, V.-H. (2005). *Physique et chimie de l'atmosphère*. Editions Belin.

- Denis, L. (1999). *Etude de la destruction d'ozone et de la reformation de NO₂ dans la stratosphère arctique en 1997 au moyen de vols ballon de longue durée*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, Astrophysique et Techniques Spatiales.
- Dessler, A. E. (2002, February 14). The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D3)(4033).
- Dobson, G. M. (1956, august 2). Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London A*, 236, pp. 187-193.
- Etheridge, D. M., Steele, L. P., Francey, R. J., & Langenfelds, R. L. (1998). Atmospheric methane between 1000 A.D. and present : Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. *Journal of Geophysical Research*, 103(D13), pp. 15,979-15,994.
- Fleischmann, O., Burrows, J., Hartmann, M., & Orphal, J. (2004). New ultraviolet absorption cross-sections of BrO at atmospheric temperatures measured by time-windowing Fourier transform spectroscopy. *Journal of Photochemistry and Photobiology*, 168(A), pp. 117-132.
- Fueglistaler, S., Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q., & Mote, P. W. (2009). Tropical Tropopause Layer. *Reviews of Geophysics*, 47(RG1004).
- Ghysels, M. (2012). *Mesures in-situ à haute résolution par spectrométrie laser de CH₄, CO₂ et H₂O dans l'atmosphère moyenne sous ballons météo*. Thèse de doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, Science Technologie Santé, Reims.
- Goodman, S. J., & Christian, H. J. (1993). Global Observations of lightning. Dans R. J. Gurney, J. L. Foster, C. L. Parkinson, & C. U. Press (Éd.), *Atlas of Satellite Observations Related To Global Change* (pp. 191-222).
- Goutail, F. (2005). SAOZ balloon profiles for the validation of OSIRIS , SCIAMACHY and GOMOS at various latitudes. *Proceedings of the 17th ESA symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, ESA SP-590. Sandefjord, Norway.
- Grainger, J., & Ring, J. (1962). Anomalous Fraunhofer line profiles. *Nature*(193), p. 762.
- Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Heese, B., & Souprayan, C. (2002). Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20).
- Hayley, C. S., Brohede, S. M., Sioris, C. E., Griffioen, E., Murtagh, D. P., McDade, I. C., . . . Goutail, F. (2004). Retrieval of stratospheric O₃ and NO₂ profiles from Odin Optical Spectrograph and Infrared Imager System (OSIRIS) limb-scattered sunlight measurements. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 109(D16303).

- Held, G., Gomes, A. M., Teixeira, M., Bassanand, J. M., & Pellegrina, G. (2010, Octobre 29). Previsibilidade de eventos extremos no Estado de São Paulo, Brasil: Verificação das previsões do modelo Meso-Eta (24 -48 horas). Bauru, Brésil.
- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., & Pfister, L. (1995). Stratosphere-Troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, 33(4), pp. 403-439.
- Jourdain, L., Bekki, S., Lott, F., & Lefevre, F. (2008). The coupled chemistry-climate model LMDz-REPROBUS : description and evaluation of a transient simulation of the period 1980–1999. *Annales Geophysicae*, 26, pp. 1391-1413.
- Junge, C. (1963). *Air Chemistry and Radioactivity* (éd. International geophysics series , Vol. 4). New York : Academic Press.
- Keller-Rudek, H., & Moortgat, G. (s.d.). *Catalogue Spectra*. Consulté le 2012, sur MPI-Mainz-UV-VIS Spectral Atlas of Gaseous Molecules: www.atmosphere.mpg.de/spectral-atlas-mainz
- Kent, G. S., Williams, E. R., Wang, P.-H., McCormick, M. P., & Skeens, K. M. (1995, November). Surface Temperature Related Variations in Tropical Cirrus Cloud as Measured by SAGE II. *Journal of Climate*, 8(11), pp. 2577-2594.
- Kent, G., Williams, E., Wang, P.-H., McCormick, M., & Skeens, K. (1995). Surface temperature related variations in tropical cirrus cloud as measured by SAGE II. *Journal of Climate*, 8(11), pp. 2577-2594.
- Khaykin, S., Pommereau, J.-P., Korshunov, L., Yushkov, V., Nielsen, J., Larsen, N., . . . Williams, E. (2009). Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, pp. 2275–2287.
- Kromminga, H., Orphal, J., Spietz, P., Voigt, S., & Burrows, J. (2003). New measurements of OCIO absorption cross sections in the 325-435 nm and their temperature dependence between 213-293 K. *Journal of Photochemistry and Photobiology A: Chemistry*, 157, pp. 149-160.
- Liu, C., & Zipser, E. J. (2005, December). Global Distribution of Convection Penetrating the Tropical Tropopause. *Journal of Geophysical Research*, 110(D23104).
- Livesey, N. J., Read, W. G., Froidevaux, L., Lambert, A., Manney, G. L., & al. (2011, January 18). Version 3.3 Level 2 data quality and description document. Californie.
- Lykov, A., Yushkov, V., Khaykin, S., Astakhov, V., & Budivich, V. (2011). *New version of balloon hygrometer for in situ water vapour measurements in the upper troposphere and lower stratosphere (Flash-BM)*. Hyères.

- Malaterre, P., Dubourg, V., Letrenne, G., & Durand, M. (1996). The long duration MIR balloon. *Proceedings of the 12th ESA Symposium on Rocket and Balloon Programmes, ESA SP-370*, 329-334. Paris, France.
- Meller, R., & Moortgat, G. (2000). Temperature dependence of the absorption cross sections of formaldehyde between 223 and 323 K in the wavelength range 225-375 nm. *Journal of Geophysical Research*, *D105*, pp. 7089-7101.
- Montoux, N., Hauchecorne, A., Pommereau, J.-P., Durry, G., Morel, B., Jones, R. L., . . . Bencherif, H. (2007). Evaluation of balloon and satellite water vapour measurements in the Southern tropical UTLS during the HIBISCUS campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, *7*(3), pp. 6037-6075.
- Murtagh, D. e. (2002). Review : an overview of the Odin atmospheric mission. *Canadian Journal of Physics*(80), pp. 309-319.
- Newell, R. E., & Gould-Stewart, S. (1981). A Stratospheric Fountain. *Journal of Atmospheric Sciences*, *38*(12), pp. 2789-2796.
- Newman, P. A., Gleason, J. F., McPeters, R. D., & Stolarski, R. S. (2002). An overview of the SOLVE/THESEO 2000 campaign. *Journal of Geophysical Research*, *107*.
- Newnham, D. A., & Ballard, J. (1998). Visible absorption cross sections and integrated absorption intensities of molecular oxygen (O₂ and O₄). *Journal of Geophysical Research*, *103*(D22).
- Noxon, J. (1975). Nitrogen dioxide in the stratosphere and troposphere measured by ground-based absorption spectroscopy. *Science*, *189*, pp. 547-549.
- Noxon, J., Whipple, E., & Hyde, R. (1979). Stratospheric NO₂. 1. Observationnal method and behavior at midlatitudes. *Journal of Geophysical Research*, *84*, pp. 5047-5076.
- Orphal, J. (2002). *A Critical Review of the Absorption Cross-Sections of O₃ and NO₂ in the 240-790 nm Region : Part 1. Ozone*. ESA Technical Note MO-TN-ESA-GO-0302.
- Orville, R. E. (1986, December). Global Distribution of Midnight Lightning: September 1977 to August 1978. *Monthly Weather Review*, *114*(12), pp. 2640-2653.
- Platt, U. (2008). *Differential Optical Absorption Spectroscopy : Principles and Applications* (éd. Physics of Earth and Space Environments). Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg .
- Platt, U., Perner, D., & Pätz, H. (1979). Simultaneous measurements of atmospheric CH₂O, O₃, and NO₂ by differential optical absorption. *Journal of Geophysical Research*, *84*, pp. 6329-6335.
- Pommereau, J.-P. (2010, April-May). Troposphere-to-stratosphere transport in the tropics. *Comptes Rendus Geosciences*, *342*, pp. 331-338.

- Pommereau, J.-P., & Goutail, F. (1988). O₃ and NO₂ Ground-Based Measurements by Visible Spectrometry during Arctic Winter and Spring 1988. *Geophysical Research Letters*, 15(8), pp. 891-894.
- Pommereau, J.-P., & Hauchecorne, A. (1979). A new atmospheric vehicle : the InfraRed Montgolfier. *Scientific Ballooning*, pp. 55-58.
- Pommereau, J.-P., & Held, G. (2007, june 25). Is there a stratospheric fountain ? *Atmospheric Chemistry Physics Discussion*, 7(3), pp. 8933-8950.
- Pommereau, J.-P., & Piquard, J. (1994, June 22). Ozone and nitrogen dioxide vertical distributions by UV-Visible solar occultation from balloons. *Geophysical Research Letters*, 21(13), pp. 1227-1230.
- Pommereau, J.-P., Garnier, A., Held, G., Gomes, A.-M., Goutail, F., Durry, G., . . . Robinson, A. (2011). An overview of the HIBISCUS campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 11, pp. 2309-2339.
- Pommereau, J.-P., Garnier, A., Knudsen, B. M., Letrenne, G., Durand, M., Nunes-Pinharanda, M., . . . Cairo, F. (2002). Accuracy of analyzed stratospheric temperatures in the winter Arctic vortex from infrared Montgolfier long-duration balloon flights 1. Measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20, 8260, 18 pp.).
- Pundt, I. (1997). *Distribution verticale de la concentration de IO et de BrO dans la basse stratosphère : Mesure et Interprétation*. Thèse de doctorat, Université Paris 6, Océanologie, Météorologie et Environnement.
- Ricaud, P., Barret, B., Attié, J.-L., Motte, E., Le Flochmoën, E., Teyssèdre, H., . . . Pommereau, J.-P. (2007, November 15). Impact of land convection on troposphere-stratosphere exchange in the tropics. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(21), pp. 5639-5657.
- Rivière, E., Pommereau, J.-P., Amarouche, N., Ghysels, M., & Cousin, J. a.-p. (22-27 mai 2011). TRO-PICO : A Small Balloon Campaign to Study the Impact of Tropical Convective Overshooting on Stratospheric Water Budget. *proceeding du "20th ESA Symposium on European Rocket & Balloon Programmes and related research"*, (pp. 589-592). Hyères, France.
- Rothman, L., Gordon, I., Barbe, A., Chris Benner, D., Bernath, P., Birk, M., . . . al., e. (2009). The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 110, pp. 533-572.
- Saskatchewan, U. d. (2012). *OSIRIS Level 2 Daily Data Products: Users Guide*. Récupéré sur Site Web Odin Osiris: <http://odinosiris.usask.ca/sites/default/files/media/pdf/l2dataformat.pdf> .

- Sherwood, S. C. (2000, August 15). On the Control of Stratospheric Humidity. *Geophysical Research Letters*, 27(16), pp. 2513-2516.
- Stowe, L. L., Yeh, H. Y., Eck, T. F., Wellemeyer, C. G., & Kyle, H. L. (1989, July). Nimbus-7 Global Cloud Climatology. Part II : First Year Results. *Journal of Climate*, 2(7), pp. 671-709.
- Stutz, J., & Platt, U. (1996, October 20). Numerical analysis and estimation of the statistical error of differential optical absorption spectroscopy measurements with least-squares methods. *Applied Optics*, 35(30), pp. 6041-6053.
- Tukiainen, S., Hassinen, S., Seppälä, A., Auvinen, H., Kyrölä, E., Tamminen, J., . . . Verronen, P. T. (2008). Description and validation of a limb scatter retrieval method for Odin/OSIRIS. *Journal of Geophysical Research*, 113(D04308).
- Urban, J., Lautié, N., Le Flochmoën, E., Jiménez, C., Eriksson, P., de La Noë, J., . . . Ricaud, P. (2005). Odin/SMR limb observations of stratospheric trace gases: Level 2 processing of ClO, N₂O, HNO₃, and O₃. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 110(D14307).
- Valley, S. e. (1965). *Handbook of Geophysics and Space Environments*. (A. F. Laboratories, Éd.)
- Vandaele, A., DeMazière, M., Hermans, C., Carleer, M., Clerbaux, C., & al., e. (2003). UV-visible and near-IR spectroscopy of atmospheric species. Dans *Recent Research Development in Chemical Physics* (Vol. 4, pp. 325-344).
- Vandaele, A., Hermans, C., Fally, S., Carleer, M., Colin, R., Mérienne, M., & Jenouvrier, A. (2002). High-resolution Fourier Transform Measurement of the NO₂ visible and near-infrared Absorption Cross-section: Temperature and Pressure Effects. *Journal of Geophysical Research*, 107(D18).
- Vandaele, A., Hermans, C., Simon, P., Carleer, M., Colin, R., Fally, S., . . . Coquart, B. (1998). Measurements of the NO₂ absorption cross-section from 42000 cm⁻¹ to 10000 cm⁻¹ (238-1000 nm) at 220 K and 294 K. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 59, pp. 171-184.
- Viatte, C. (2011). *Observations de la composition atmosphérique par mesures infrarouges en occultation solaire depuis la station d'Izaña (Ténérife) et la nouvelle plateforme OASIS à Créteil*. Thèse de doctorat, Université Paris-Est, Sciences de l'Univers et de l'Environnement.
- Von Hobe, M., Bekki, S., Borrmann, S., Cairo, F., D'Amato, F., Di Donfrancesco, G., . . . Engel, I. e. (2012). Reconciliation of essential process parameters for an enhanced predictability of Arctic stratospheric ozone loss and its climate interactions. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 12(11).

- Vonnegut, B., & Moore, C. (1958). Giant Electrical storms. Dans *Recent Advances in atmospheric electricity* (pp. 399-410). Pergamon.
- Wagner, T., Heland, J., Zöger, M., & Platt, U. (2003). A fast H₂O total column density product from GOME – Validation with in-situ aircraft measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, pp. 651–663.
- Wahner, A., Ravishankara, A., Sander, S., & Friedl, R. (1988). Absorption cross-section of BrO between 312 and 385 nm at 298 and 223 K. *Chemical Physics Letters*, 152, pp. 507-512.
- Wahner, A., Tyndall, G., & Ravishankara, A. (1987). Absorption cross sections for OCIO as a function of temperature in the wavelength range 240-480 nm. *Journal of Physical Chemistry*, 91, pp. 2734-2738.
- Waliser, D. E., Graham, N. E., & Gautier, C. (1993, February). Comparison of the Highly Reflective Cloud and Outgoing Longwave Radiation Datasets for Use in Estimating Tropical Deep Convection. *Journal of Climate*, 6(2), pp. 331-353.
- Wilmouth, D., Hanisco, T., Donahue, N., & J.G., A. (1999). Fourier transform ultraviolet spectroscopy of the $A\ 2\Pi_{3/2} \leftarrow X\ 2\Pi_{1/2}$ transition of BrO. *Journal of Physical Chemistry*, 103, pp. 8935-8945.
- WMO. (2007). *Scientific Assessment of Ozone Depletion : 2006*. Report No. 50, Global Ozone Research and Monitoring project, Geneva.

TABLE DES FIGURES

Figure 1. Profils moyens de température (courbe rouge), ozone (courbe verte) et vapeur d'eau (courbe jaune) dans l'atmosphère (David, 2000).....	15
Figure 2. Aspects dynamiques de la circulation de Brewer Dobson. La ligne bleu foncé indique la tropopause et les lignes noires représentent les niveaux isentropiques (CNES, 2011)	16
Figure 3. Schéma des processus de transport (à gauche) et des échanges troposphère-stratosphère à travers la Tropical Tropopause Layer (à droite). Les flèches indiquent les circulations, les lignes noires représentent les isentropes et les lettres sont associées aux processus de transport (Fueglistaler et al., 2009).....	17
Figure 4. Carte des overshoots de 1998 à 2003 à différentes altitudes de référence (à gauche) et carte de fréquence d'apparition d'overshoot au-dessus de 14 km pendant les quatre saisons (à droite) dans les observations du radar de précipitation de TRMM (Liu et Zipser, 2005).	20
Figure 5. Principe de mesure durant la montée (à gauche) et depuis le plafond (à droite) d'un vol ballon.....	35
Figure 6. Exemple de calage en longueur d'onde du spectre différentiel de référence (courbe rouge) par rapport au spectre différentiel de Kurucz (courbe bleue) sur les raies de Fraunhofer (en vert) avec une résolution de 0.65nm pour le spectromètre UV-Visible	38
Figure 7. Ecart entre les longueurs d'onde estimées des raies de Fraunhofer du spectre de référence et celles connues du spectre de Kurucz pour un spectromètre UV-Visible	39
Figure 8. Sections efficaces d'O ₃ convoluées à la résolution du mini SAOZ avec O ₃ _UV et O ₃ _Visible_UV pour le spectromètre UV-Visible et O ₃ _Visible pour le spectromètre Visible-proche infrarouge.....	41
Figure 9. Sections efficaces de NO ₂ utilisées pour l'analyse spectrale du mini SAOZ	42
Figure 10. Spectres de raies à haute résolution de la base de données HITRAN 2008 (à gauche), et sections efficaces convoluées à la résolution de l'instrument (à droite)	43
Figure 11. Spectres de raies du dioxygène convoluées à la résolution de l'instrument et divisées en quatre bandes suivant les intensités	44
Figure 12. Sections efficaces d'O ₄ de Vandaele et al. sur le domaine spectral 333-666 nm	45
Figure 13. Sections efficaces de CH ₂ O (Chance et Orphal, 2011) convoluées à la résolution du mini-SAOZ UV-Visible	46
Figure 14. Comparaison des sections efficaces d'absorption du monoxyde de brome BrO de la littérature	47
Figure 15. Sections efficaces d'absorption de BrO (Fleischmann et al.,2004) à 223 K	47
Figure 16. Comparaison des sections efficaces d'absorption d'OCIO de la littérature.....	48
Figure 17. Sections efficaces d'OCIO de Kromminga et al. (2003) à 213 K convoluées à la résolution de l'instrument, avec un pas constant.....	49
Figure 18. Sections efficaces de DO ₃ convoluées à la résolution de l'instrument.....	49
Figure 19. Sections efficaces Ring sur l'ensemble du domaine spectral de nos spectromètres	50
Figure 20. Sections efficaces des espèces mesurées sur plusieurs intervalles de longueurs d'onde mettant en évidence les interférences entre H ₂ O, O ₄ , O ₃ et NO ₂ (a) sur l'intervalle 480-600 nm , entre H ₂ O, O ₄ et O ₂ (b) sur l'intervalle 500-700 nm et entre O ₂ et H ₂ O (c) sur l'intervalle 550-900 nm	53
Figure 21. Spectre d'atténuation avant analyse (rouge) et spectre résiduel après l'analyse (bleu) avec mise en évidence des raies d'absorption des espèces étudiées pour un spectromètre Visible-proche Infrarouge ...	54
Figure 22. Fonctionnement du logiciel SAM avec les entrées en rouge et les sorties en vert.	55
Figure 23. Flux moyens de spectres à 600 nm (spectromètre Visible-proche Infrarouge) avant le tri (courbe noire) et après le tri des spectres saturés (courbe rouge).....	56
Figure 24. Schéma de l'algorithme d'inversion pour un vol au Brésil avec un spectromètre visible-proche Infrarouge	59

Figure 25. Erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité à 35°C pour des temps de pose de 100 ms, 1 s et 2 s.....	62
Figure 26. Erreurs relatives sur les intensités moyennes des courants d'obscurité pour un temps de pose de 2 s à des températures de - 15°C, + 5°C et + 35°C.....	63
Figure 27. Schéma de la sonde mini-SAOZ-ballon de 2011	67
Figure 28. Photo (à gauche) et configuration (à droite) du spectromètre mini-SAOZ (AVANTES)	68
Figure 29. Efficacités d'un réseau plan de 600 lignes/mm blazé à différentes longueurs d'onde (UB = 300 nm, BB = 400 nm, VB = 500 nm, NB = 750 nm et IB = 1000 nm) (AVANTES).....	69
Figure 30. Sensibilité relative des différents détecteurs proposés par AVANTES en fonction de la longueur d'onde (AVANTES)	69
Figure 31. Schéma du cône d'acceptance de la fibre optique (à gauche) et des différentes parties de la fibre (à droite) (AVANTES).....	70
Figure 32. Dessin technique de la tête optique	71
Figure 33. Vue du dessus du cône optique (à gauche) et photo du système optique (à droite).....	72
Figure 34. Le spectromètre dans la cuve thermique pendant les tests	76
Figure 35. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différentes températures en fonction du temps de cycle	76
Figure 36. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différents temps de cycle en fonction de la température.....	77
Figure 37. Evolution de l'intensité du courant d'obscurité pour différents temps de cycle en fonction de la température au cours des tests sur le premier mini-SAOZ sol.....	77
Figure 38. Signal moyen entre 500 et 550 nm d'une lumière blanche au xénon en fonction du temps de pose... 78	78
Figure 39. Courants d'obscurité à différents temps de pose en fonction du nombre de pixels, et mise en évidence de quatre pixels chauds du détecteur CCD	80
Figure 40. Caisson SAOZ utilisé pour le premier essai en vol du mini-SAOZ.....	88
Figure 41. Lâcher du ballon depuis la base de l'Espace à Kiruna.....	89
Figure 42. Altitude (rouge, échelle de gauche) et SZA (noir, échelle de droite) en fonction du temps le 29 avril 2010.....	90
Figure 43. Trajectoire du ballon (rouge) et localisation du point tangent (noir).....	91
Figure 44. Profil de température du radiosondage du 29 avril 2010 à l'Espace.....	91
Figure 45. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 29 avril 2010 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec les positions des points de mesures en jaune à la montée (à gauche) et au coucher du soleil (à droite).....	93
Figure 46. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 30 avril 2010 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec les positions des points de mesures au lever du soleil	94
Figure 47. Température du spectromètre (courbe rouge) et de l'ordinateur de bord (courbe bleue) mesurées au sol le 25 avril 2010.....	95
Figure 48. Variations des températures au sein du caisson pendant le vol (échelle de gauche), altitude du ballon en gris (première échelle de droite) et SZA en orange (deuxième échelle de droite).....	96
Figure 49. Altitude du GPS_SAOZ (rouge) et du GPS_CNES (noir) (à gauche) et latitude (rouge) et longitude (noir) du GPS_SAOZ et du GPS_CNES (à droite).....	97
Figure 50. Courants d'obscurité mesurés à des temps de pose de 300 ms (courbe noire), 500 ms (courbe verte) et 700 ms (courbe rouge).....	98
Figure 51. Spectres pendant la montée, à l'arrivée au plafond et au crépuscule.....	99
Figure 52. Analyse SAM d'un spectre à l'occultation à 92.5° avec de haut en bas et de gauche à droite : le spectre mesuré et sa référence (A), le décalage en longueur d'onde (B), le résidu visible différentiel (C), les 6 sections de Ring (D, E, F, G, H, I), les sections de O ₂ (O ₂ V1 (J), O ₂ V2 (K), O ₂ V3 (L)), les sections de O ₄ (O ₄ _4 (M), O ₄ _5 (N)), les sections de H ₂ O (H ₂ O_1 (O), H ₂ O_2 (P), H ₂ O_3 (Q), H ₂ O_4 (R)), les sections de NO ₂ (S), les sections de O ₃ (T), les paramètres de configuration (U) et les paramètres de mesure (V).....	101

Figure 53. Flux à 350 nm (en violet) et à 600 nm (en rouge) au cours du vol du 29 avril 2010.....	103
Figure 54. Mesures à la montée avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450(en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O_3 , NO_2 , O_2 (O_2V1 en rouge, O_2V2 en noir, O_2V3 en vert), O_4 (O_4V1 en rouge et O_4V2 en noir) et H_2O (à gauche : H_2OV1 en rouge et H_2OV2 en noir, à droite : H_2OV3 en rouge et H_2OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM	104
Figure 55. Mesures au coucher du soleil avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude du point tangent et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450(en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O_3 , NO_2 , O_2 (O_2V1 en rouge, O_2V2 en noir, O_2V3 en vert), O_4 (O_4V1 en rouge et O_4V2 en noir) et H_2O (à gauche : H_2OV1 en rouge et H_2OV2 en noir, à droite : H_2OV3 en rouge et H_2OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM.....	107
Figure 56. Mesures au lever du soleil avec de haut en bas et de gauche à droite : Altitude du point tangent et SZA en fonction du jour julien, Indice de Couleur (890/450 nm), flux à 450(en violet), 600 (en rouge) et 890 nm (en noir) et les colonnes obliques de O_3 , NO_2 , O_2 (O_2V1 en rouge, O_2V2 en noir, O_2V3 en vert), O_4 (O_4V1 en rouge et O_4V2 en noir) et H_2O (à gauche : H_2OV1 en rouge et H_2OV2 en noir, à droite : H_2OV3 en rouge et H_2OV4 en noir) avec les barres d'erreurs représentant les erreurs sur les mesures en sortie de l'analyse de SAM.....	110
Figure 57. Profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ à la montée (en noir) au coucher du soleil (en rouge) et au lever du soleil (en vert) en molécules/cm ³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)	112
Figure 58. Comparaison entre les profils verticaux d' O_3 du mini-SAOZ et le profil du radiosondage ozone du 25 avril 2010 en molécules/cm ³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite)	114
Figure 59. Cartes de vorticité potentielle du 25 avril 2010 à 12 UT, avec position de la sonde ozone suivant les altitudes isopotentielle.....	115
Figure 60. En haut : Comparaison entre le profil d'OSIRIS et ceux du mini-SAOZ du 29 avril 2010 en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppm (� droite). En bas : Carte de vorticité potentielle au niveau isentropique 435K avec les positions du mini-SAOZ (point jaune) et du point de mesure d'OSIRIS (point blanc).....	117
Figure 61. A gauche : Comparaison entre les profils d'OSIRIS hors vortex et ceux du mini-SAOZ. A droite : Carte de vorticité potentielle à 435 K avec les positions des points de mesures d'OSIRIS (points blancs 113 et 137) et du mini-SAOZ (point jaune)	118
Figure 62. Comparaison entre les profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ et de MLS � 70.28 N et 25.56 E le 29 avril 2010 en concentration en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppm (� droite)	119
Figure 63. Comparaison entre les profils verticaux d'ozone du mini-SAOZ et du modèle REPROBUS en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppm (� droite).....	120
Figure 64. Profils verticaux de NO_2 du mini-SAOZ à la montée (en noir) au coucher du soleil (en rouge) et au lever du soleil (en vert) en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppb (� droite)	122
Figure 65. Comparaison entre les profils verticaux de NO_2 d'OSIRIS et du mini-SAOZ en concentration en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppm (� droite).....	124
Figure 66. Comparaison entre les profils verticaux de NO_2 de REPROBUS et du mini-SAOZ en concentration en molécules/cm ³ (� gauche) et rapport de mélange en ppb (� droite).....	125
Figure 67. Profils verticaux d' O_4V1 du mini-SAOZ et profil théorique déduit du radiosondage entre le sol et 30 km (� gauche) et entre 8 et 30 km (� droite).....	127
Figure 68 . Profils verticaux d' O_4V2 du mini-SAOZ et profil théorique déduit du radiosondage entre le sol et 30 km (� gauche) et entre 8 et 30 km (� droite).....	127
Figure 69. Quantités mesur�es d' O_2 dans les trois bandes spectrales �tudi�es en fonction des quantités réelles suivant la ligne de visée calcul�es à 1023 hPa et 296 k (� gauche) et à 100 hPa et 223 K à droite) (�chelles logarithmiques)	129

Figure 70. Profils verticaux d'O ₂ V1, O ₂ V2 et O ₂ V3 du mini-SAOZ à la montée et profil théorique déduit de la densité de l'air entre 0 et 30 km (à gauche) et agrandissement entre 13 et 30 km (au centre) et profils à l'occultation entre 8 et 30 km (à droite).....	130
Figure 71. Quantités mesurées de H ₂ O dans les quatre bandes spectrales étudiées en fonction des quantités réelles suivant la ligne de visée calculées en échelle logarithmique.....	131
Figure 72. Comparaison entre le profil vertical de H ₂ OV2 à la montée et le radiosondage du 29 avril 2010 à Kiruna	132
Figure 73. Profils verticaux de H ₂ OV3 et H ₂ OV4 du mini-SAOZ au coucher du soleil en molécules/cm ³ entre 8 et 30 km (à gauche), agrandissement entre 10 et 30 km (au centre) et rapports de mélange en ppm entre 8 et 30 km (à droite).....	133
Figure 74. Profils verticaux de H ₂ OV3 et H ₂ OV4 du mini-SAOZ au lever du soleil en molécules/cm ³ entre 6 et 21 km (à gauche) et agrandissement entre 10 et 21 km (au centre) et rapports de mélange en ppm entre 6 et 21 km (à droite)	134
Figure 75. Comparaison entre le profil vertical composite du mini-SAOZ au coucher du soleil et FLASH-B du 17 mars 2010 à Sodankyla en concentration entre 8 et 30 km (à gauche), entre 10 et 30 km (au centre) en molécules/cm ³ et rapports de mélange en ppm entre 8 et 30 km (à droite).....	135
Figure 76. Comparaison entre le profil vertical composite de vapeur d'eau du mini-SAOZ au coucher du soleil et celui de MLS du 29 avril 2010 en concentration entre 8 et 30 km (à gauche) et entre 10 et 30 km (au centre) et rapport de mélange entre 8 et 30 km (à droite).....	136
Figure 77. Montage mécanique des spectromètres, des PC et des cartes électroniques à l'intérieur des caissons, « BrO » (à gauche) et « H ₂ O » (à droite).....	140
Figure 78. Altitude (rouge) et SZA (noir) en fonction du temps du 11 mars 2011.....	142
Figure 79. Trajectoire du ballon (ligne rouge) et localisation du point tangent (points noirs).....	143
Figure 80. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA du 11 mars 2011 à 12 UT à différents niveaux de surface isopotentielle avec la position de Kiruna représentée par le point blanc	144
Figure 81. Profil de température du radiosondage PTU à bord de la chaîne de vol du 11 mars 2011.....	144
Figure 82. Altitude (à gauche) et latitude et longitude (à droite) du GPS Trimble et de la balise E-Track	145
Figure 83. Altitude des spectromètres UV-Visible (courbe noire) et Visible-Proche Infrarouge (courbe rouge) en fonction du temps de l'ordinateur de bord.....	146
Figure 84. Températures des caissons « BrO » (à gauche) et « H ₂ O » (à droite) durant le vol.....	146
Figure 85. Flux unitaire à 700 nm et temps d'intégration en fonction du jour julien au cours de la montée du spectromètre Visible-proche IR.....	147
Figure 86. Colonne oblique d'ozone (en rouge) et altitude (en noir) en fonction du jour julien à la montée.....	149
Figure 87. Erreurs relatives sur les mesures d'ozone pendant la montée en 2010 et 2011	149
Figure 88. Photo de la fibre optique double	159
Figure 89. Filtre optique du spectromètre UV-Visible	160
Figure 90. Transmission du filtre UG5 (en bleu) en fonction de la longueur d'onde	160
Figure 91. Spectres UV-Visible avec (courbe rouge) et sans filtre (courbe noire).....	160
Figure 92. Flux à 450 nm du spectromètre UV (en violet) et à 600 nm du spectromètre visible-proche IR (en rouge) en fonction du jour avec à gauche de la ligne en pointillés la disposition avec deux fibres accolées et à droite une seule fibre double.	161
Figure 93. Evolution des températures des composants de la sonde mini-SAOZ au sol le 20 décembre 2011 ...	162
Figure 94. Schéma (à gauche) et photo (à droite) de la chaîne de vol	165
Figure 95. Caisson Etrack (à gauche), boîtier Iridium et couteau pyrotechnique, (au milieu) et minuteur (à droite)	166
Figure 96. Gonflage du ballon. La chaîne de vol, prête à être lâchée, est étendue sur le tapis de sol	166
Figure 97. Lâcher du ballon	167
Figure 98. Température du radiosondage Vaisala embarqué sur le vol du 11 mars.....	169

Figure 99. Cartes de température de brillance (°C) de GOES 12 à 19H30 (à gauche) et 21H45 TU (à droite) avec les positions des points de mesures du mini-SAOZ (points verts)	170
Figure 100. Cartes du radar de Bauru le 11 mars 2012 à 16H01 (à gauche), et 18H53 (à droite) Heure Locale dans un rayon de 240 km	170
Figure 101. Altitude (rouge) et angle zénithal solaire (noir) du vol du 11 mars 2012	171
Figure 102. Trajectoire du ballon (points blancs) et des points tangents (points rouges) du vol du 11 mars 2012	171
Figure 103. Altitude des 3 systèmes GPS et dérivée de la mesure de pression de la radiosonde	173
Figure 104. Altitude des 3 systèmes GPS en fonction du jour julien depuis le sol jusqu'à 2 km (à gauche) et jusqu'à 10 km (à droite)	173
Figure 105. Latitudes et longitudes en fonction du jour julien au cours de la montée jusqu'à 20 km d'altitude	173
Figure 106. Evolution de la température des éléments du caisson mini-SAOZ (échelle de gauche) et altitude (en pointillés, échelle de droite) du 11 mars	174
Figure 107. Spectres bruts et courants d'obscurité associés (n°79) dans l'UV (à gauche) et dans le visible-proche IR (à droite) à la montée à la température de 36.2°C	175
Figure 108. Evolution du temps de pose (échelle de gauche) et de la température du spectromètre (échelle de droite) en fonction du numéro de spectre durant le vol	175
Figure 109. Spectre corrigé du courant d'obscurité n°172 (à gauche) et courant d'obscurité associé (à droite) à 21H48 TU avec un SZA de 93°	177
Figure 110. Profils d'intensités moyennes des courants d'obscurité en fonction de la température, quand la température augmente (courbe rouge) et diminue (courbe noire)	178
Figure 111. Spectres corrigés du courant d'obscurité mesuré (courbe rouge) et théorique (courbe noire)	178
Figure 112. Erreurs sur la mesure de NO ₂ en fonction du numéro de spectre avant (courbe rouge) et après correction (courbe noire)	179
Figure 113. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude à la montée	180
Figure 114. CI 890/350 nm suivant l'altitude à la montée (à gauche) et altitude en fonction du SZA (à droite)	180
Figure 115. Intensité des flux à 350 et 380 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude tangente au coucher du soleil	181
Figure 116. CI 890/350 nm suivant l'altitude tangente au crépuscule (à gauche) et altitude tangente corrigée de la réfraction en fonction du SZA (à droite)	181
Figure 117. Colonnes obliques d'O ₃ dans l'UV (en violet) et le visible (en rouge) suivant l'altitude à la montée	182
Figure 118. Profils verticaux de l'ozone UV (en violet) et visible (en rouge) à la montée en rapport de mélange en ppm	182
Figure 119. Profils verticaux de l'ozone UV (en violet) et visible (en rouge) au coucher du soleil en molécules/cm ³ (à gauche) et rapport de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique) entre 13 et 32 km	183
Figure 120. Positions des points de mesures n°55 et n°56 d'OSIRIS (points noirs), points tangents des observations mini-SAOZ (vert) et positions des autres points les plus proches de mesures d'OSIRIS (croix noires)	184
Figure 121. Comparaison entre les profils d'O ₃ d'OSIRIS (positions 55 et 56) et celui du mini-SAOZ au crépuscule	185
Figure 122. Comparaison entre les profils d'O ₃ de MLS et du mini-SAOZ le 11 mars 2012	186
Figure 123. Rapports de mélange de NO ₂ du mini-SAOZ mesurés dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) à la montée en ppb	187
Figure 124. Colonnes obliques de NO ₂ du mini-SAOZ mesurées dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) au crépuscule suivant l'altitude tangente	188
Figure 125. Profils verticaux de NO ₂ mesurés dans l'UV (en violet) et dans le visible (en rouge) au crépuscule en molécules/cm ³ (à gauche) et rapport de mélange en ppb (à droite, échelle logarithmique)	188
Figure 126. Colonnes obliques de BrO et CH ₂ O en fonction du SZA	189

Figure 127. Comparaison entre les profils verticaux de Flash-B du 13 mars et du mini-SAOZ le 11 mars en molécules/cm ³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)	190
Figure 128. Comparaison entre les profils verticaux de Pico-SDLA et du mini-SAOZ le même jour en molécules/cm ³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)	190
Figure 129. Comparaison avec le profil de MLS du 12 mars à 17H14 TU à 22.26 S et 49.21 W, soit à 16 km de Bauru, en molécules/cm ³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite)	191
Figure 130. Température de la radiosonde Vaisala embarquée sur le vol du 11 mars 2012	194
Figure 131. Cartes du radar de Bauru le 16 mars 2012 à 17h01 (à gauche) et 18h53 (à droite) Heure Local	194
Figure 132. Cartes de température de brillance (°C) de GOES 12 à 20h30 (à gauche) et 21h45 TU (à droite) avec les positions des points de mesures du mini-SAOZ (points verts)	194
Figure 133. Altitude (rouge) et angle zénithal solaire (noir) du vol du 16 mars 2012	195
Figure 134. Trajectoire du ballon (points blancs) et des points tangents (points rouges)	195
Figure 135. Altitude du GPS Trimble et de l'E-Track en fonction de l'heure de vol	196
Figure 136. Températures des éléments du caisson du mini-SAOZ et altitude en fonction du jour julien	196
Figure 137. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude à la montée	197
Figure 138. CI 890/350 nm suivant l'altitude à la montée (à gauche) et altitude en fonction du SZA (à droite)	197
Figure 139. Intensité des flux à 330 et 350 nm dans l'UV (à gauche) et à 550, 600, 700 et 890 nm dans le visible-proche IR (à droite) suivant l'altitude tangente au coucher du soleil	198
Figure 140. CI 890/350 nm suivant l'altitude tangente au crépuscule (à gauche) et altitude tangente corrigée de la réfraction en fonction du SZA (à droite)	198
Figure 141. Rapport de mélange d'O ₃ mesuré dans le visible à la montée (noir) et au coucher du soleil (rouge) en ppm	199
Figure 142. Comparaison entre les profils du mini-SAOZ au coucher du soleil (rouge) et d'OSIRIS (en bleu) en molécules/cm ³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique)	200
Figure 143. Comparaisons entre les profils d'O ₃ du mini-SAOZ au coucher du soleil le 11 mars (noir) et 16 mars (rouge) en molécules/cm ³ (à gauche) et rapports de mélange en ppm (à droite, échelle logarithmique)	201
Figure 144. Cartes de vorticité potentielle de MIMOSA au niveau 380 K du 11 mars 2012 à 12 TU (en haut) et du 16 mars 2012 à 12 TU (en bas) avec des encadrés blancs indiquant la région étudiée	202
Figure 145. Cartes d'ozone de REPROBUS à 380 K centrées sur Bauru le 11 mars à 12 TU (à gauche) et le 16 mars à 12 TU (à droite)	202
Figure 146. Comparaison entre les profils du mini-SAOZ le 16 mars (rouge) et le 11 mars (noir)	203
Figure 147. Comparaison entre le profil composite du mini-SAOZ au crépuscule (courbe rouge) et les profils de FLASH-B (courbe verte à 03H04 et courbe bleue à 22H10) en molécules/cm ³ entre 9 et 30 km (à gauche), agrandissement entre 14 et 30 km (au centre) et rapport de mélange entre 14 et 30 km (à droite)	204
Figure 148. Comparaison entre les profils de H ₂ O du mini-SAOZ le 11 mars (noir) et le 16 mars (rouge)	205